森林小气候学

[美]利查得·李教授著
姚丽华译　唐宗桢校

北京林学院　科技情报室
一九八二年

符 号 表

角度符号（度，弧度）

A 太阳高度
A' 太阳方位角；斜坡方位角
B 太阳离参考线的方位角
I 离铅直方向的倾斜角
M 时区参考子午圈
M_o 观测者的子午圈
i 坡度；垂直角
Z 天顶角，入射角（水平面的）
Z' 入射角（坡面）
α 圆锥角（相当于经度变化）
δ 太阳赤纬
θ 圆锥体阴影角
ϕ 纬度
ϕ' 相当纬度
ψ 太阳经度

面积符号（长度平方）

A 面积（表面，剖面）；A_b物体的面积；A_h水平面上阴影面积；A_s叶面积
L 叶（林冠）的投影面积
a 河川表面面积

密度符号（质量/体积）

θ CO_2容积密度；θ_s表面上的CO_2容积密度；θ_a周围大气的CO_2容积密度
ρ 空气密度；ρ_{da}干空气密度；ρ_{ma}湿空气密度
ρ_v 水汽容积密度；ρ_s潮湿表面上（饱和的）水汽容积密度；ρ_a周围空气的水汽容积密度

无量纲项

G_r 格拉肖夫数
N 阿伏伽德罗数
N_u 努珊数
P_r Prandtl数
R_e 雷诺数
a 吸收系数
h 相对湿度比值；rh相对湿度
k 消光系数
m 容积十分数

n 阻尼深度系数

q 比湿

r 反射系数；r_f地面反射系数；r_g玻璃反射系数；r_v植被反射系数；r_w水反射系数；比值

t 透射系数

t_a 大气透射系数

w 混合比

β 波文比值

ε 发射系数：ε_s表面发射系数；ε_a表观大气的发射系数

距离符号（长度）

L 长度（管道，河川）

D 地球——太阳距离

P 降水深度

Q 径流量（相当于深度）

S 贮藏量，累积量（相当于深度）

v 蒸发（相当于深度）

d 特性尺寸；直径；深度；零点平面位移；距离

h 高度（目标物，植被）

r 半径

s 阴影长度；气孔半径

w 宽度（河川，林中空地）

Z 铅直距离；高度；厚度

Z_o 糙率长度

δ 边界层厚度；δ_v潜热；δ_c CO_2交换

λ 波长；中间波长λ_c；按单位波长表示的最大发射波长$\lambda_{m\lambda}$；按单位频率最大发射波长$\lambda_{m\nu}$

能量输送（能量/面积·时间，力/面积，）

B 传导

E 一般术语：E_n净能量；E_t黑体放射的能量；E_g灰体放射的能量；E_λ每单位波长的能量；$E\gamma$每单位频率的能量；$E_{\lambda m}$最大波长（$\lambda_{m\lambda}$）处的能量

F 通量密度（一般名称）

H 对流

$\overline{I_a}$ 加权的平均输入辐射

L 长波辐射：L_i输入长波辐射(大气)；L_e环境长波辐射；L_o地面输出长波辐射；L_n净长波幅射

L_vV 潜热：L_vE蒸发潜热；L_vE_t蒸腾潜热；L_vE_i截留潜热

M 新陈代谢能：M_g总的光合作用；M_n净光合作用

Q 可感热

R 呼吸作用的能量；R_p植物呼吸作用；R_s土壤呼吸作用；辐射率或面辐射强度

R_n 净的所有波长的辐射

S 短波辐射：s_o太阳常数；s_p可能的短波辐射（可能日射）；s_b太阳直接光辐射；s_d漫

射辐射；s_t总辐射；s_{tn}正午时的总辐射；s_e环境短波辐射；s_r短波反射辐射；s_n净短波辐射

d 向下通量

u 向上通量

部分面积

A_r 辐射能交换的面积；A_{sb}太阳直接光辐射的部分面积；A_{sd}太阳漫射辐射的部分面积；A_{se}环境短波通量的部分面积；A_{Li}大气长波辐射的部分面积；A_{Le}环境长波辐射的部分面积；A_{Lo}长波放射的部分面积

A_b 传导面积

A_c 对流面积

A_e 蒸发面积

C 云量份数

F_o 相对于河川的空旷天空的视角因素；F_1由岸堤植被决定的河川视角因素；F_2由树木决定的河川视角因素

F_v 与河川有关的植被和树木的视角因素

G 阳光照射的部分（圆锥体的弯曲面）

U 河川表面无遮蔽的部分

质量通量（质量/面积·时间，容积或深度/时间）

E 蒸发；E_t蒸腾；E_i截留

P 降水强度

Q 流域（集水区）的径流量

M 新陈代谢，CO_2交换；Mg总的光合作用；Mn净光合作用

R 呼吸作用；CO_2交换；R_p植物呼吸作用；R_s土壤呼吸作用

V 总蒸发；V_p可能蒸发；V_a实际蒸发

q 河川流率

ΔS 水贮藏量的变化

其它符号

L 潜热（水）；L_f融化潜热；L_s升华潜热；L_v蒸发潜热（卡/克）

V 容积（长度^3）

C 定压比热（卡/克·°k）

h 勃朗克常数（卡——秒）

γ 湿度计常数（毫巴/℃）

ν 波频率（1/秒）

σ 斯忒凡——波耳兹曼常数（卡/厘米^2·分·°k^4）

τ 切应力（力/面积）

φ 稳定度指标

气压符号

e 水汽压；e_s一定温度的饱和水汽压；e_w湿球温度的饱和水汽压；e_a环境水汽压

p 气压

ψ 水势

阻力符号（时间/距离）

R　总阻力：R_c CO_2扩散阻力；R_v水汽扩散阻力

r　部分阻力，CO_2：r_{ca}空气CO_2部分阻力；r_{cs}气孔CO_2的部分阻力；r_{cw}细胞壁部分阻力

水汽：r_a空气中水汽的部分阻力；r_s气孔中水汽的部分阻力；r_c林冠上水汽的部分阻力

温度符号（度）

DI　不舒适指标

T　温度：T_a气温；T_b生物温度；T_d露点；T_g玻璃温度；T_s地面温度；T_{su}玻璃下面地面温度；T_v植被温度；T_w水温；

ΔT　温度变化，或温度差

WC　风——寒冷指标温度

aT　温度振幅：aT_o地面温度振幅；aT_z深度Z处温度振幅

α　气温振幅

时间符号

C　经度订正

MST　平均太阳时

ST　标准时

TE　时差

TST　真太阳时

t　离太阳正午时间间隔；t_s日出（日没）的时间；t′坡面上相当的时间间隔

输送系数

C　一般术语

D　分子扩散：D_c空气中CO_2分子扩散，D_v空气中水汽分子扩散

k　湍流扩散：k_h热量湍流扩散；k_m动量湍流扩散；k_v水汽湍流扩散

h　热量输送：h_b传导热量输送；h_c对流热量输送；h_e蒸发热量输送；h_r辐射热量输送

k　导热率

α　热扩散率

速度符号

v　速度（流动水的速度，雨滴的瞬时速度）

k　化学反应速度

u　水平风速；U_z高度Z处的风速

u_*　旋涡（摩擦）速度

w　铅直气流速度

ω　角速度

前　言

森林和荒地生态系统约占大陆表面的三分之一。它不仅具有美化环境、防护和游憩价值，而且可以提供木材、水和野生动物等各种产品。森林明显地改变了周围的环境。林业工作者的最终任务就是要充分理解这些生物系统与周围自然环境的相互作用。他们可能比任何其它专业人员更能广泛地利用小气候学的原理为人类利益服务。

小气候学的学生很快就会理解，近地面层大气状况及变化过程与表层和亚表层的特性有密切关系。特别在植物生态系统中，生理因子与小气候相互作用，改变着小气候；地形和坡向等环境因子使小气候变得更为复杂，这种复杂性不容易直观觉察出来。这些效应在各种有林地区的环境中特别明显。

我撰写本书的目的是试图发展"森林小气候学"，使之成为独立的课题。这种努力非但不贬低过去几十年内已经出现的许多专题论文，而且至今林学家还在努力吸收非林学家为非林业工作者写的文章。物理原则无疑是共同的，但把这些物理原则用于特殊的领域必须经过二个灌输的过程；建筑师、传热工程师、水文学家、农学家和林学家的小气候课题是不同的。

《森林小气候学》适于每个对森林和荒地小气候或环境物理有兴趣的人阅读。本书论题按西弗吉尼亚大学教学大纲编写。生物、农学、林学和工程各系都已采用本书作为教材。经吸收科研成果和学生意见，对本书内容已进行多次修订。本书在阐述原理时，力求深入浅出，例子通俗易懂。有学生希望增加物理基础部分，然而，物理学本来就是林业大学的典型基础课程之一。

第1、2两章提供了大气科学的梗概，为初学者打基础，作为小气候学建立环境条件的手段。大学生和各种水平的专业工作者都能从这两章的内容中得到收益，并理智地把小范围的系统看作较大系统的一部分。为了更深入理解这部分内容，应当鼓励学生阅读补充材料和展开课堂讨论。

第3章到第7章讨论热量传输过程和能量预算概念，这些概念大部分还处于研究状态。某些基础物理关系被简化为实际近似式，为了强调它们在小气候学中的直接关系。各章中广泛采用线划插图说明有前提的研究状态的现象，并使读者集中注意力于系统的进程特性。本书基本上都采用传统的单位系统（米制，摄氏温标，热量单位用卡）；符号及其解释单独列于第1章前面，详细说明见书中本文。

第8章至第10章是说明小气候原则的应用。第8章"精选的专题"是一些小气候方法用于有关林业活动和荒地经营问题的例子。"小气候观测"（第9章）和"问题的类型"（第10章）打算把前几章和使用结合起来。

本书是对一门学科的总结。在这里，作者只不过是概括了他人的许多敏锐的想法。他们为发展本学科所进行的长期不懈的努力已远远超过了本书罗列的内容。作者是否做了一点儿贡献尚成问题，故而，还不能对各位先生所给予的无私帮助表示衷心地感谢。

原稿在休假期间写成；佐治亚大学附设森林资源学校为本书写作提供了地点、方便条件

和鼓励。部分原稿经D.R.Dewalle, C. A. Federer, L.J.Fritschen, L.W.Gay, J.D. Hewlett, D.H.Miller, E.I.Mukammal, R.E.Munn, W.E.Reifsnyder, N.J.Rosenberg 和 S.J.Tajchman 审阅,他们对书中残留的错误和缺点不负任何责任。Ralph D.博士对许多关建点提供了数学证明Susan Stewart Boyer 协助设计线划图, Virginia Swecker 承担了绘图;底稿经Jo Ellen Clutter 特别仔细打字和校对。

作者 Richard Lee

目　录

符号表
前　言
第一章　大气……………………………………………………（ 1 ）
1—1　大气科学……………………………………………………（ 1 ）
1—2　辐射气候……………………………………………………（ 1 ）
1—3　大气运动……………………………………………………（ 3 ）
1—4　热力型气候…………………………………………………（ 5 ）
1—5　大气水汽……………………………………………………（ 6 ）
第二章　生物圈…………………………………………………（ 8 ）
2—1　森林小气候学………………………………………………（ 8 ）
2—2　辐射能………………………………………………………（ 9 ）
2—3　局地风………………………………………………………（ 11 ）
2—4　环境温度……………………………………………………（ 12 ）
2—5　环境水分……………………………………………………（ 15 ）
2—5a　水 汽……………………………………………………（ 15 ）
2—5b　凝 结 的形式……………………………………………（ 17 ）
第三章　辐射能…………………………………………………（ 18 ）
3—1 辐射定律………………………………………………………（ 19 ）
3—1a　勃 朗 克定律……………………………………………（ 19 ）
3—1b　维 恩 定律………………………………………………（ 20 ）
3—1c　斯 蒂 凡定律……………………………………………（ 21 ）
3—1d　克 希 荷夫定律…………………………………………（ 21 ）
3—1e　余 弦 定律………………………………………………（ 22 ）
3—2　太阳辐射……………………………………………………（ 22 ）
3—2a　太 阳 光谱………………………………………………（ 22 ）
3—2b　可 能 日射………………………………………………（ 24 ）
3—2c　大 气 效应………………………………………………（ 29 ）
3—2d　地 面 效应………………………………………………（ 32 ）
3—2e　森 林 影响………………………………………………（ 37 ）
3—3　长波辐射……………………………………………………（ 39 ）
3—3a　大 气 放射………………………………………………（ 39 ）
3—3b　地 面 通量………………………………………………（ 41 ）
3—4　几何形考虑…………………………………………………（ 43 ）
3—4a　直 接 光辐射……………………………………………（ 44 ）
3—4b　漫 射 辐射………………………………………………（ 45 ）

3—5 净辐射……………………………………………………………（46）
3—5a 短时间的变化……………………………………………………（47）
3—5b 辐射分量…………………………………………………………（48）
第四章 可感热……………………………………………………………（51）
4—1 输送原理…………………………………………………………（51）
4—2 热性质……………………………………………………………（51）
4—3 大气状态…………………………………………………………（53）
4—4 热传导……………………………………………………………（56）
4—4a 平坦的分界面……………………………………………………（56）
4—4b 几何形状…………………………………………………………（58）
4—5 热对流……………………………………………………………（60）
4—5a 边界层……………………………………………………………（60）
4—5b 外层………………………………………………………………（65）
第五章 潜热………………………………………………………………（66）
5—1 能量关系…………………………………………………………（66）
5—2 蒸发原理…………………………………………………………（67）
5—2a 边界层……………………………………………………………（67）
5—2b 外层………………………………………………………………（68）
5—2c 蒸发因子…………………………………………………………（69）
5—3 蒸腾原理…………………………………………………………（70）
5—3a 植物机制…………………………………………………………（71）
5—3b 气孔模型…………………………………………………………（74）
5—3c 林冠模型…………………………………………………………（76）
5—4 截留损失…………………………………………………………（77）
5—5 总的蒸发…………………………………………………………（78）
5—5a 水分平衡…………………………………………………………（78）
5—5b “可能的”蒸发……………………………………………………（79）
5—5c 经验估测…………………………………………………………（80）
第六章 新陈代谢能………………………………………………………（82）
6—1 新陈代谢率………………………………………………………（82）
6—1a 植物代谢作用……………………………………………………（82）
6—1b 动物呼吸作用……………………………………………………（82）
6—2 二氧化碳…………………………………………………………（83）
6—2a 时间变化…………………………………………………………（83）
6—2b 铅直剖面…………………………………………………………（83）
6—3 输送率……………………………………………………………（84）
6—3a 阻力概念…………………………………………………………（84）
6—3b 其它方法…………………………………………………………（85）
第七章 能量预算…………………………………………………………（87）
7—1 概念………………………………………………………………（87）

7—2　相对量值……………………………………………………（87）
7—3　环境配合……………………………………………………（90）
7—4　面积比例关系…………………………………………………（93）
7—4a　球面体……………………………………………………（94）
7—4b　竖立的圆柱体…………………………………………（95）
7—4c　铅直锥体………………………………………………（96）
7—4d　其它形状………………………………………………（97）
7—5　温度关系……………………………………………………（97）
第八章　精选的专题……………………………………………（99）
8—1　森林气候……………………………………………………（99）
8—1a　气候站……………………………………………………（99）
8—1b　林冠效应………………………………………………（99）
8—1c　地形影响………………………………………………（100）
8—2　森林更新……………………………………………………（103）
8—2a　温室气候………………………………………………（103）
8—2b　林中空地和采伐迹地…………………………………（105）
8—2c　人为破坏地……………………………………………（108）
8—3　森林生长……………………………………………………（110）
8—3a　森林生境评价…………………………………………（110）
8—3b　森林物候现象…………………………………………（113）
8—4　森林水文……………………………………………………（113）
8—4a　森林降水………………………………………………（113）
8—4b　浮露河川………………………………………………（116）
8—5　人类反应……………………………………………………（122）
8—5a　暖的环境………………………………………………（123）
8—5b　冷的环境………………………………………………（123）
第九章　小气候观测……………………………………………（125）
9—1　有目的的观测………………………………………………（125）
9—1a　生境描述………………………………………………（125）
9—1b　表面特性………………………………………………（126）
9—1c　仪器特性………………………………………………（127）
9—2　仪器类型……………………………………………………（127）
9—2a　测辐射仪器……………………………………………（127）
9—2b　温度测定………………………………………………（129）
9—2c　测湿度仪器……………………………………………（132）
9—2d　测风仪器………………………………………………（133）
9—2e　其它仪器………………………………………………（135）
9—3　仪器布置……………………………………………………（135）
9—3a　气候站…………………………………………………（135）
9—3b　观测塔…………………………………………………（136）

9—3c 人为控制……………………………………………………（137）
第十章 问题类型…………………………………………………（138）
10—1 大气圈…………………………………………………（138）
10—2 生物圈…………………………………………………（138）
10—3 辐射能…………………………………………………（138）
10—4 可感热…………………………………………………（139）
10—5 潜热……………………………………………………（140）
10—6 新陈代谢能……………………………………………（140）
10—7 能量预算………………………………………………（141）
10—8 精选的专题……………………………………………（141）

第一章 大 气

1—1 大气科学

气象学是应用物理学的一个分支，它试图用物理定律来描述大气现象。因为一个系统的内在变化中，既有时间变化也有空间变化，使这一课题极为复杂。为了完完全全地成功，气象学家们必须采用某些假定，使问题简化，如假定大气的空间和时间的均匀性。

在大气中的某固定点上，假定大气常定状态(无倾向，仅仅随机脉动)常常是必要的和合理的，在有限的时间间隔内，这种情况经常发生。描述一定体积的空气，假定局地连续性，并用固定点上获得的资料进行内插，这也是常常必要的和合理的。用这些方法，在选定的时间间隔和空间范围内，利用平均和随机变量的估测值很容易了解大气状况。

不管哲学上的无意义的争论，在物理意义上，气候学看来似乎不同于气象之点，仅仅在于时间间隔上，一般认为气象学涉及的是较短的时间间隔，这种短的间隔，在气候学上可以假定大气变化相对地是不重要的，但是在近代用法上，不总是表面上的。明显地，气象学和气候学是二个学科，它们牵涉到相同的大气要素和过程，以及相同的描述定律。

地球大气的空间差异已引起大气科学内发展了众多的分支学科。例如高层大气物理学是研究比较高层的大气。天气气象学，由于它涉及到天气预报，所以限于地面以上大约10公里(对流层)。靠近地面的大气首先博得重视，因为它是生活的环境(生物圈)和最主要的自然活动层。

气候学家开始描述地球的一般气候或行星气候，天文学家或空间专家描述其它的行星气候。这种描述可以包括各个半球的或各纬度带的气候学，或许还有海洋气候学和大陆气候学或大气候学。中气候学指的是研究范围比较小，微气候是最小空间的气候。微气象学和微气候学集中注意靠近空气——地球分界面的大气的状态和变化过程，一般限于地面以上几米至几十米内。

已经建立的其它分支学科包括地形气候学（受地形影响的气候）、房屋小气候学（空间被围起来的气候）、水文气候学（关于水文循环）、古气候学（研究过去的气候）、生物气候学（气候对生物体的影响），以及农业气候学。一个完整的气候目录看来将是无止境的。“今日的气候学是一个广阔的形形色色的领域”，这一说法是近代书本上介绍气候学概念时用的措词（Court，1968）。

大气科学的测定指出，第一，大气基本上是一个不平衡系统，它不能完全利用现代热力学原理来解释；第二，气候学的折衷主义是它的主要优点。简单地说，当大气被分成几部分研究，或为了特殊目的研究大气时，那么大气会成为比较可以理解的。森林小气候学就是这些假定的一个自然分支。

1—2 辐射气候

森林小气候存在于气海的底部。从空间来看，气海似乎包围着一个几乎完全的球面，这个球状体，即地球，围绕着太阳（唯一重要的能源）在几乎圆形轨道上公转（实际上是一个偏心率十分小的椭圆，图1—1），公转的平均线速度大约30公里/秒，角速度2π弧度/年。地球围绕着它的轴以平均线速度2π弧度/日（15°小时，1°/4分）自转。因此，在赤道

上，地球表面平均线速度大约是465米/秒。当然，自转与公转数目之比等于日/年。

地球轴与轨道椭圆的主轴呈大约23.5°的倾角。太阳位于椭圆的一个焦点上，当地球离太阳距离最远时，称为远日点，这时北极比南极接近太阳；另一个极端，称为近日点，情况相反。从北极天顶上看来，地球似乎是反时针方向自转。

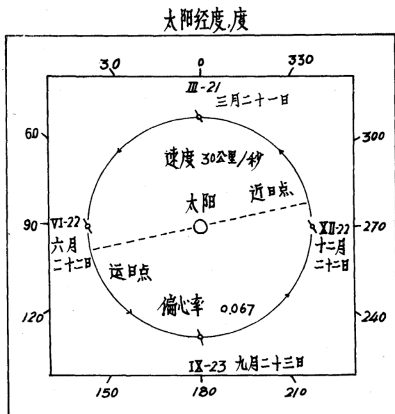


图1—1 地球轨道；罗马数字表示月份

地球和太阳之间的平均距离大约1.5 (10^8) 公里，有大约±1.7%的年变化。地球直径粗略地为1.3 (10^4) 公里，太阳直径约为1.4 (10^6) 公里。这意味着，从地球上来看，太阳对着地球大约有0.5°的立体角；从太阳上来看，地球对着太阳大约有0.005°的立体角。这些几何考虑在确定输入到行星上的能量，以及辐射气候的日、季节和空间变化是重要关键，这些将在3—2节中特别加以讨论。

当地球——太阳之间为平均距离时，垂直入射的辐射能通量密度大约是2.0卡/厘米^2·分。大气大约吸收总通量的五分之一，地球——大气系统大约反射三分之一。因此，平均来说，地面吸收总通量的一半。地面吸收太阳能，通过光合作用把少量太阳能转化为化学能、热能，随后又转为动能（风）。能量转换的大小完全随地面而变，而且在任何时候仅仅行星的一半是阳光照亮的，地球在转动着，当太阳靠近天顶时，太阳光线是比较径直的。太阳辐射通量的大气衰减是可变的，地面吸收率缺乏均一性。

辐射定律规定，不论是固体、液体或气体，发射辐射能的能力是所有物质的内在性质。太阳能大约一半是可见的，通过光化过程维持生命和保持适当的行星温度，而且地气系统内

的辐射交换调节了温度极端，给生物提供了生存的可能。“温室效应”这一名称是用词不当，因为它在温室气候中并不重要。事实上温室效应是大气效应，它对减少地球的向阳面的最高气温，增加阴面的最低气温起作用。

与能量守恒定律相一致，由于损失到空间的总能量通量等于它们所接受的，地球一大气系统维持着一个相对不变的温度。2.0卡/厘米²·分等于被一个系统的横断面积A截取的太阳通量密度，但是由于输出通量发生在球的表面4A上，通量的平均大小必然是0.5卡/厘米²·分。正如前面指出的，输出通量的三分之一是反射的太阳辐射，这意味着被地球和大气发射到空间的一定是输出通量的三分之二，即0.33卡/厘米²·分。

决不是整个地球上都是输入辐射和输出辐射相等。大约37°N—37°S之间，或全球面积的60%，输入辐射超过输出的，其余各地单位面积上相应地有较多的不足（图1—2）。这意味着在赤道上要预防过分的增热，靠近极地预防过分的冷却，一定有能量从低纬度输送到高纬度。同样意味着大约在37°N和37°S处通过纬圈输送的总能量必然是最大的。向极地方向的能量输送主要以移动空气中的可感热和潜热的形式出现。

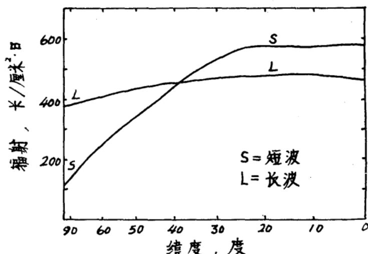


图1—2　地球——大气系统吸收的短波辐射和发射的长波辐射

1—3　大气运动

大气主要由气体组成，由于重力，大气被吸引靠近地面。大气是可压缩的，因此它的密度在大气底部趋向于最大。臭氧吸收有害的远紫外辐射，它主要在高层，地球上大气质量的大部分集中在地面10—15公里内，这一距离大约是地球直径的千分之一。空气施加在单位面积上的力是气压（力/面积）。根据气体定律，气压与空气密度（质量/容积）和绝对温度的乘积成正比。在标准状况下，地面单位面积的大气柱内，空气的总质量大约1033克，施加在地面上的气压一定等于这一质量和重力加速度的乘积，或1.013（10^6）达因/厘米²，在气象学上的术语是1013毫巴。

根据牛顿第一定律，当不平衡的力作用时，大气开始运动。在静止大气中，重力与气压梯度力相平衡，空气倾向于由高气压区流向低气压区，加速度的大小与气压梯度（即单位距离内的气压差）成比例。通常，气压随高度增加而降低，气压梯度力的方向朝上。

靠近地球表面的空气与地面直接接触，空气常常被加热或冷却。根据查理定律，在气压

不变情况下产生增热时，空气膨胀，并向上运动到密度较低的高度上，地面上被较冷的空气所代替。当出现冷却时，密度增加，上升运动被抵制，但是气团受重力作用，顺地形坡向下滑移。地面冷却有产生稳定的趋势，增热有助于不稳定；在中性状态下，浮力既不抑止又不助长铅直位移。

在输送热量、水汽和污染物离开地面，以及在云的形成和消散过程中，大气铅直运动很重要。但是铅直风速一般远小于水平风速，经常进行观测或测定的近地面风速就是水平风速。当然，随着地球自转，空气以465COSΦ米/秒的速度连续地运动（Φ＝纬度，以度为单位）。但是地面上的观测者不注意这种运动，因为他以同样的速度在旅行。

水平气压梯度引起相对于地球表面的空气的水平运动。水平梯度远小于铅直梯度，而且因为水平梯度力不受重力抵消，比较大的不平衡力产生比较大的风速。在简单的对流单体中，在被增热的地面上，空气膨胀和上升，在冷却的地面上空气收缩和下降，近地面空气从冷高压中心水平地流向暖低压区。

在地球大气中，简单的对流单体是不存在的，因为一旦水平流动开始，立即出现其它的力。例如，设想高层大气中有一个气块，气块沿着从近赤道的高气压到靠近北极的低气压的路径移动（图1—3）。在赤道上，气块和地球一样，自西向东以465米/秒的速度移动，然而，在30°N处，移动速度减小为465COS30°或403米/秒，在60°N处为233米/秒。这意味着，在地面上的观测者看来，气块通常似乎是偏向右方，观测者将用一种假想的力（科里奥来力）解释这种偏斜。在南半球，明显的偏斜于左方。在上述二种情况下，与其说高层大气的空气有流向较低气压一方的趋势，还不如说沿着等压线方向移动，这种流动称为地转风。

当然，科里奥来力仅仅在大气开始运动后才产生，它的大小与风速成比例。地球上近地面的空气运动还受到摩擦力的阻滞（分子和湍流粘滞性），科里奥来力不太明显。因此，在北半球通常风向随高度向右偏斜，在南半球向左偏。

靠近赤道和大约60°N和60°S附近，地面上出现低气压特征带，30°N和S和极地出现高气压带（图1—4）。30°N以南到赤道附近的东北风，30°S以北到赤道附近的东南风称为

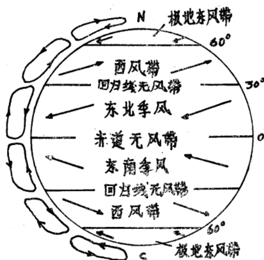


图1—3 北半球和南半球科里奥来偏转
（PGF—气压梯度力；CF—科里奥来力）

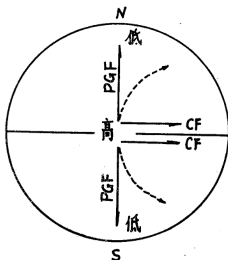


图1—4 全球风场

信风，二者在赤道附近辐合，30°—60°N之间，30°—60°S之间西风带占优势，极地为东风带。

随着地面不同的增热，冷暖气团的间断的碰撞，和一般环流特性，许多局地的高气压和低气压中心形成和移动，即每日天气图上的“高压”和“低压”。等压线一般围绕中心形成同心环，气压梯度力由高指向低（图1—5）。在北半球，由于科里奥来力的偏转，高气压中，风围绕着高压中心顺时针方向运行；低气压中风逆时针方向运行；在南半球，则反之。

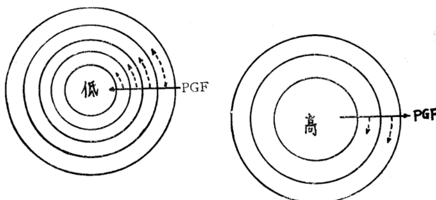


图1—5　北半球围绕气压中心的风的流动（PGF，气压梯度力）

较小尺度的风显著地受局地地形和植被的影响，按理说属于小气候学的问题，然而这不仅由于尺度比较小。局地风通常持续时间也比较短，在某种程度上，人类为某些目的能操纵和控制它。小尺度环流的许多方面是比较复杂的，而且由于它们的局地性，科里奥来力不重要。

1—4　热力型气候

温度是物质的一种特性，温度的高低决定热对流和热传导的方向。温度是一种能量水平或分子平均速度的测定，而热量是一种总动能的测定，动能可以被转化。温度用任选的温标来量度，温标是在标准大气压力下（1013毫巴），根据可观测的物质的热力性质和水的沸点和冰点的关系来确定的。多数物体被增热后就膨胀，膨胀的程度和温度变化呈直线，显然，温度可以作为大气增热和冷却的一种量度。

大气温度随地点而变化，铅直方向尤为显著。在“标准大气中”，即海平面温度15℃或288°K（它代表一种平均状况），温度随高度降低的递减率是6.5°/公里直到11公里高度，等温层处的温度为－56.6℃。

依据气压变化的影响和其它简化假定，可以理解气温随高度而降低或称递减率。当气块上升到大气中气压较低高度上，气块膨胀，表示能量消耗，根据热力学第一定律，如果和周围大气没有能量交换（一种绝热过程），那么消耗的能量与内能降低成比例。因为在许多情况下实际上没有能量交换，特别对大的气团来说，所以干空气的递减率大约是10℃/公里。如果是湿空气，上升过程中水汽凝结，释放能量留在气团内，冷却率明显地变小。

大气中水汽是普遍的，在相同气压下，湿空气不如干空气密集。因为在一定气压下，空气密度随温度增加而降低，所以必然存在一种温度，称为虚温，在虚温情况下干空气密度将等于较低温度下的湿空气密度。在一定气压下，温度差（虚温增量，即虚温和实际温度的差值）随气温和混合比（湿空气中，水汽质量和干空气质量的相对比例）增加而增加。

由于确定了标准气压下（1000毫巴）干空气的位温，可以减少在描述气团温度中的许多

不方便。如果和周围大气没有能量交换，干空气的位温是常数，位温是气团被带到1000毫巴处所要求的温度。在潮湿气团中，只要不出现凝结，位温也是守恒的；当出现凝结时，位温按释放的总能量成比例增加。

近地面气温直接影响生命过程、影响人类活动范围。地面增热和冷却随辐射能净通量而定。当输入通量超过输出时（典型的白天情况），净辐射是正的，出现增热。当净辐射为负值时（典型为夜间），出现冷却。用温度变化表示的地面增热或冷却程度不仅决定于净辐射的大小，而且随地面的热力性质以及地面消耗和吸收能量的能力而定。例如在相同的辐射能输入下，陆地上温度变化大于水面上。

近地面的空气温度（不是地面温度）是利用地面以上1.5米高度处安装的仪器所获得的平均值和极端值。在这个高度上的全球平均温度大约是13℃，南半球比北半球稍冷一些，靠近赤道地区的平均气温大约25℃，北极地区大约－25℃，然而靠近南极的温度接近－50℃。在比较温暖的地区，以及在水体上，温度的日变化和季节变化大大地小于较冷的地区或陆地上。

近地面温度的变化曲线和太阳辐射的变化曲线相同，但时间上稍滞后。在某一固定点上的太阳辐射状况典型地是一个具有常量（1年）和一个可变的周期长度（太阳日）的对称双周期函数。一年中，当太阳赤纬（即离地球赤道平面的太阳角距离）与观测者纬度十分接近时，以及当太阳日周期内，太阳经过观测者的子午圈（正午）时，辐射出现最大值。最高温度通常落后于太阳能最大值约10％的周期长度（图1—6），因为，当辐射增加期间，大部分太阳能被消耗于地面，并不贡献给空气温度。

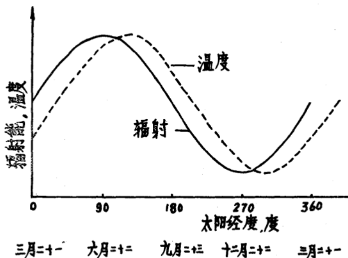


图1—6 中纬度地区辐射能和气温的典型年循环

温度不仅仅是一个描述环境的参数，也是了解生物圈中能量交换的关键因子，在环境测定和解释中，温度是最有用的工具。地面温度、地面以下的温度、生物体温度，以及和它们直接相邻的空气温度状况等等将在以后几章中比较详细地论述。

1—5 大气水汽

由于温度和气压配合的结果，地球上大气中的水有固态、液态和汽态。不管与地面的连

续交换，大气水的总量实际上始终是个常量。全球平均大约每平方厘米的地面上为2.5克，或相对于大气质量约0.25%。如同其它大气要素一样，大气水随空间和时间的变化很大；它对气候的影响显著。

水汽和它的凝结物（云）是大气中吸收辐射的主角，并起隔离作用，避免地面的极端增热和冷却。依靠水汽的迁移和潜热负载量，由赤道输送能量到极地，由海洋输送能量到大陆，水也缓和了气候的极端性。水循环的大气阶段连续地凝结降水，使地球上的水重新分布，它提供了由辐射能转变成河川和江湖动能的一部机器。

地球作为整体来看，年蒸发量和降水量大约100厘米（蒸发量和降水量必须相等，大气水是一个常量，它不可能逸到太空去）。二个半球上的总降水量接近于相等，但是南半球的蒸发量比北半球约大12%。在南、北半球40°至极地地区，一般是大陆复盖着，那里降水量超过蒸发量，这种情况可以推论出一定有水汽从其它地区流入，其它地区则反之。水汽连续地流入和凝结象征着能量的部分转移，因而调节了二个地区的热力状况。

大气中水汽的总量（可凝结的水）通常是充足的，如果凝结或降雨复盖在整个地球表面上，那么具有液态水深度2.5厘米。可降水分的总量与温度有关，随纬度增加而降低，从赤道地区的约4.0厘米到近极地的0.5厘米或更少。根据可降水的全球平均，年降水量和蒸发量能推断出每天更新总大气水的大约11%，它意味着大气中水分子的平均使用期为9天。

根据道尔顿分压定律，在空气的混合物中，水汽独立起作用。大气中的水汽施加的压力经常小于20毫巴，或总大气压的2%。某一气团中的水汽密度（绝对湿度）很大程度上决定于发源地。起源于大陆上或冷水面上的气团典型地比较干燥，那些生长于比较暖湿地区或赤道洋面上的气团，通常比较潮湿。

一个气团的绝对湿度经常和铅直剖面上的温度有关。事实如此，因为在地面上水汽含量被增加，凝结发生在较高的高度上，这就意味着递减率的方向一定朝上。因为气团上升到气压较低的高度上，上升的水汽成为不太密集（膨胀）。同样地，因为最大可能密度（饱和水汽密度）随温度降低，在比较高的高度上，实际密度一定成为十分小。许多付热带沙漠上观测到的水汽密度通常远大于付极地冷海洋上的水汽密度，这一点直观上是不明显的。

和Fick's定律相一致，大气湿度梯度指出了水汽扩散的方向，正如温度梯度决定了可感热通量方向一样。当梯度方向由潮湿地面向上时，那么出现蒸发，吸收能量，大约是600卡/克（蒸发潜热）。但是经常在夜间，或者在特别冷的地面上（如积雪场），梯度方向相反，产生露或霜等凝结物。

在地面强烈增热情况下，或因气团移动跨过山脉，或与较大密度的气团碰撞时，那么充满了水汽的湿气团在浮力作用下可以被迫抬升。如果气团向上推进，连续膨胀，空气冷却到临界温度（露点温度），足够量的水汽可以凝结形成云和降水。凝结时释放潜热，也是大约600卡/克（凝结潜热），热量被用来增暖气团，有助于气团的不稳定，气团就有继续上升的趋势。

这些简短的回顾指出，大气现象是一个互相连接的系统中互相依赖的部分，它的环境大达地球轨道。大气现象不可避免地和地面性质以及过程有关，可以用渊源的物理科学来解释大气现象。其中必须遵守的是，大气特征和技术细节向来都是用物理原则来详细说明，不容许滥用和错用概念混淆中心主题。森林小气候学可以涉及一个叶片的能量预算，但这仅仅是为了弄清楚广阔环境的来龙去脉。

第二章　生物圈

2—1　森林小气候学

从词意上讲，可以把生物圈定义为全部有生命的东西活动的区域，然而从实际意义上讲，生物圈是地气系统中生物集中活动的那一部分。从研究森林小气候目的来说，生物圈的范围应当从树顶以上数公尺直到深的根部层（注意了空间科学家、洞穴学家、海洋地理学者和其它人提出的可能正确的异议）。

森林小气候学是研究生物圈内的大气过程和有关的现象。确切地说，森林小气候学是研究土壤——植物——大气这一连续系统的能量和质量的交换和输送。在生物圈中，物理刺激在很大程度上被生理因子缓和了，森林小气候学集中在环境和生命过程的内在关系上，但也涉及到某些纯粹的物理影响，森林对外部环境的影响，以及林内人类的活动等等。

从进化论意义上说，地球上的生物一般认为是自然环境的产物，伴随着剧烈的种间斗争。显然，自然环境也不断演变着，而且这种连续的演变已经奇迹般地被生物现象改造了。最终自然环境一定占支配地位，看来似乎是太阳系统操纵环境进程和生命停息；同时，人类的智慧——总体的一个方面，专致于了解、利用和改造生态系统，为人类服务。

根据生物进化理论直接推断，只要各方面条件非常有利，那里的生物是十分丰富的，这是生态学的老生常谈；这也包括了生物类型的多样性和它们之间的竞争性。地球上的生物带在许多方面和以温度、降水为基础的气候分类相一致；事实上，气候学家们常常利用植被类型作为对全部气候要素的综合评定的一个指标。植物利用少量能量固定物质，但是利用大量的水，这部分水要求吸收相当的能量。因此，从物理学观点上讲，用能量指标评定总的气候通常似乎是比较恰当的，即降水的潜热通量与净辐射之比值（Budyko　1974）。地球上的森林受地区的限制，不同的地区这个比值变化于1—3之间，也就是说，许多地区水与能量相比，水是丰富的。

过渡带上，大气质量和能量的水平交换是最大的。全球范围来看，向极地的通量是中纬度地区最大，对地球——大气系统来说，中纬度地区输入的辐射和输出的辐射接近平衡；这一点是不惊奇的，或许对各种生物类型的繁殖和多样化来说，这一地区是地球上最适宜的地带。大尺度来说，过渡带出现在沿大陆海岸，在山脉、湖泊和绿洲周围出现较小尺度的过渡带。小尺度过渡带，如森林边缘或河川小湍流，对生物体和环境之间能量和质量的交换来说，小尺度过渡带也是动力小生境。

迄今已有许多关于森林小气候的描述性研究，汇集的资料是非常宝贵的。只不过多数资料属于盲目地统计，企图求得环境参数与某些生物影响之间的相关。在许多情况下，统计解释缺乏物理意义，或者是错误的，或显著地使人误解。证明这一点并不困难，如潜热交换的物理定律应用于某些林分内是无效的。而这只能切实地加强对环境物理的基础了解才能解决。

相关统计对二种一般情况的环境研究是有用的：第一种，当研究者完全不知道合适的物理原则，正在寻找一条线索或思考的素材；在这种情况下，不幸地，这种线索（高度相关）也常常成为原因和结果的“证据”，把统计相关作为经验“定律”。第二，当物理原则已知

时，研究者企图简单地估测包含在测定中的经验误差的大小，或寻找一个描述函数关系的有用的方法。简单地说，必须以物理原理开始深入地理解森林小气候；相关统计是一种暗藏着危险的代用品。

生物体和它的环境之间不断地以辐射能、可感热（传导或对流）和潜热（蒸发、蒸腾和凝结）的方式发生能量交换。在任一特殊情况下，一种或几种机制可以控制着能量交换。如果生物体获得能量，能量的净通量一般认为是正的，如果生物体损失能量，净通量是负的。净通量和内能水平的变化（温度）一样，一般是明显的。变化的符号（±）与通量符号相一致。一个生物体内的能量的化学变化，如光合作用或呼吸作用，代表着可以明显地改变物体温度的能量源区或汇合区。

森林小气候学的前提是，森林生态系统的状态和特性可以利用基本的物理原则解释。这似乎可以说是一种陈词滥调，或哗众取宠地骗人，取决于人们的观点。过去十年间，物理方法确实已无法估量地增加了我们对森林生物圈的了解；但是某些方法的应用尚属困难，森林的许多奥秘尚待揭露。

2—2 辐射能

地球——大气系统相结合的辐射气候主要决定于天文因子和系统的反射性质。地球大气的上界具有三个分量：太阳辐射的输入部分和反射部分，以及地面和大气发射的输出辐射通量。地面发射的辐射在性质上不同于太阳发射的辐射，把前者称为长波辐射L，后者称为太阳辐射短波通量S是恰当的。因此，对整个系统平均来说，输入的和输出的通量应当是平衡的，（2.1）式中R_n是净辐射，S_b是太阳直接短波光辐射，S_r是S_b的反射部分，L_o是系统发射的长波输出辐射。

$$R_n = S_b - S_r - L_o = O \qquad (2.1)$$

辐射平衡方程式2.1是全球的平均，正如前面指出的，在赤道地区$R_n > O$，向极地方向$R_n < O$。当然，每日地球暗的一面（即夜间），$S_b = S_r = O$，R_n常常是负的（$= -L_o$）。

在大气中，云和气体吸收和散射一部分太阳辐射通量，产生了天空漫射辐射S_d，云和气体发射长波辐射，朝向地面的部分表示输入通量L_i。因此，地球表面的水平地面上，可以确定辐射气候由五个分量组成，它们能单独测定，因此

$$R_n = S_b + S_c - S_r + L_i - L_o \qquad (2.2)$$

R_n常常不等于零。当然，短波通量S_b、S_d和S_r仅仅在地球向太阳光的一面（白天）才出现，但是长波通量L_i和L_o是连续的。

$S_b + S_d$的和是水平面上总的短波输入通量S_t，S_t称为总辐射。总辐射取决于地球大气外界S_b的大小（可能日射S_p）和大气状况。可能日射是太阳常数、地球——太阳距离、日和年的时间和纬度的函数；根据Beer's定律，当大气混浊度已知时，$\frac{S_b}{S_p}$的比值决定于太阳光线的路程长短。

漫射通量S_d的相对大小与总辐射通量S_t比较，当太阳高度角低时（即靠近日出或日没，或在付极地和极地区域），S_d通常较大。正好日出前或日没后，$\frac{S_d}{S_t} = 1$，但是在晴空靠近正午时，比值可以是远小于0.1。通常，$\frac{S_d}{S_t}$随云复盖的增加而增加，随S_t的增加而减少。

短波辐射的输出通量，即反射辐射S_r随地面反射系数 r 和总的输入通量 S_t 而定。因此$S_r = rS_t$，方程式（2.2）可以写成如下形式：

$$R_n = (1 - r)\ S_t + L_n \qquad (2.3)$$

式中$L_n = L_i - L_o$，L_n是净长波通量，对绿色的森林复盖来说，r 值大约变化于0.1—0.2之间，但是雪复盖地上可以超过0.5。

辐射气候的长波分量随温度而定，输入通量L_i随大气温度、湿度和云量的增加而增加，输出通量L_o主要是地面温度的函数。通常L_o超过L_i，所以$L_n > 0$。L_n随云量和环境湿度的增加而增加（变成较小的负值）。

表2—1列举了中纬度地区、水平面上辐射分量的某些典型值。夏季正午时，短波通量控制着能量交换，但每天的总量中长波通量比较大，它是日以继夜地连续着。夜间，净辐射是负值。因为其它分量在季平均或年平均中一般地被平衡，实际上R_n等于直接光分量S_b。

表2—1　　　　中纬度地区辐射分量的某些典型值

辐射分量	夏季晴天		季节平均		年总量
	正午（卡/厘米²·分）	夜间（卡/厘米²·分）	夏季（卡/厘米²·分）	冬季（卡/厘米²·分）	千卡/年
短波					
直接 (S_b)	1.00		290	100	70
漫射 (S_d)	0.10		210	100	55
反射 (S_r)	−0.20		−100	−60	−30
净 (S_n)	0.90		400	140	95
长波					
大气 (L_i)	0.55	0.45	750	550	240
地面 (L_o)	−0.75	−0.55	−850	−600	−265
净 (L_n)	−0.15	−0.10	−100	−50	−25
全部波长					
净 (R_n)	0.75	−0.10	300	90	70

平坦水平面上的辐射气候是生物圈内比较典型的能量交换的最简单的一种形式。因为发射辐射能的能力是所有物质的内在的特性，生物圈内的生物体是陷在一个普遍存在的、不可见的长波辐射通量的环境中。各个生物体和地面、大气和其它生物体之间交换辐射能；这种交换有助于低层大气中维持相对较高的温度，有助于生物体之间的温度平衡。生物圈内长波交换的作用白天受来自太阳的、强烈的外部辐射能通量的干扰。

在地形复杂的地区，由于各个坡向影响直接短波通量，又由于遮荫能减少太阳直接光辐射的、有效的白天长度，这样就产生了无数的辐射气候。无论如何，生物圈内的生物体是一个三度空间的物体，生物体和环境之间的辐射能通量不能单用（2.2）或（2.3）式表示。令S_e和L_e代表来自环境的短波和长波通量（包括太阳和天空），生物体的净辐射写成

$$R_n = (1 - r)(S_t + S_e) + L_i + L_e - L_o \qquad (2.4)$$

式中r是生物体的短波反射系数。

辐射气候的估测是了解生物圈内能量交换的第一步。辐射能不仅维持生命，而且为地球上所有能量和质量的主要变化和转换提供了动力。辐射产生了生物圈内能量源区和汇合区，它引起局地风的发展。

2—3　局地风

近地面空气与活动面直接接触，常常被增热和冷却。活动面可以是土壤、其它固体表面或植被层，活动面上吸收大量的太阳能。白天增热时，在温度的铅直剖面上，活动面是最热的一点，夜间冷却时，是最冷的一点。

不同的辐射气候和表面性质引起表面增热的差别，导致空气温度、密度和压力的局地差异，以及导致局地风的典型类型。局地风系一般叠加在大尺度的环流型上，可以完全被强烈的地转风所掩盖。但是在不同情况的无风天气下，能区别出几种局地环流型。

例如，设想有二个相邻的地面，一个暖的和一个冷的（图2—1a）。在暖的地面上，空气增热膨胀引起上升运动，在地面上产生一个局地低气压区，造成近地面空气从冷的地区流入暖的地区。在这个例子中，白天的暖区可能是靠近冷海洋的陆地，风通常是海风。夜间，暖区通常是海洋，产生近地面的气流是陆风。当然，在任何暖和冷的地区之间都会出现这种同样的环流型：例如，裸露的矿渣或皆伐区和邻近的森林之间，或柏油地面和相邻的灌溉草地之间也会出现上述局地风。

当活动面不是水平面的地方，如茂密的树冠或山坡上，就产生其它的局地风。夜间（图2—1b），近地面的空气首先被冷却，空气变得比较密集，在重力作用下，空气流向较低层。当相对冷却比较大时，这种下坡风、流泄风或下降风是强烈的；白天也可以出现这种风，如高山冰川上或积雪场上就有上述风。典型的白天时（图2—1c）最靠近地面的增热空气辐合上升，风的图型相反。

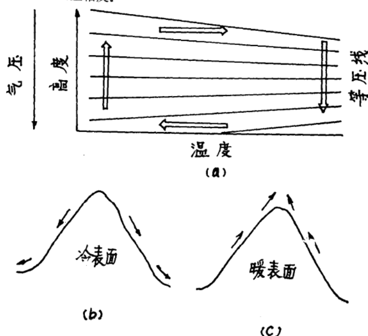


图2—1　局地对流体（a）；重力风（b）；上坡风（c）。

局部地形能改变一般的环流并产生特殊的风效应。当一团冷空气通过山脉时，在背风坡冷空气下沉压缩、增温、相对地空气变干，这种焚风或钦诺克风（落矶山东坡的一种干暖西南风）造成森林可燃物的快速变干，以及常常引起人类不舒服的生理反应。

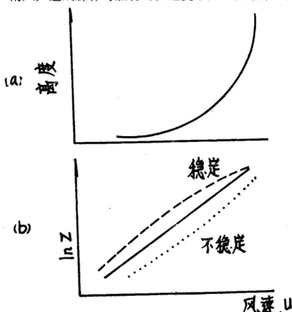


图2—2 风速随高度的增加；
a—线性坐标；b—对数线性坐标。

生物圈内的大气运动具有湍流和不稳定的特征，风向和风速具有连续的和不规则的变化。湍流可能由于风场中的固体目标物或地面增热造成的旋涡引起的。后者一般产生比较大的变化性，但是通常情况下，机械湍流和热力湍流二者对空气流动的状态都有影响。

一般地说，近地面风速u随高度增加对数地增加。当近地面温度梯度比较小（中性稳定），机械湍流占优势，平均风速随高度Z的自然对数线性地增加，但是当温度层结明显地稳定或不稳定情况下，风速都随高度呈曲线增加（图2—2b）。

空气湍流主要是机械作用，通过湍流使大气的各种特性进行铅直输送。依靠湍流交换，使水汽、二氧化碳、灰尘、污染物、动量和热量由高浓度的高度上（源）流向低浓度高度（汇）。估测湍流输送的原理和方法将在4—3节中论述。

2—4 环境温度

温度是了解生物圈内能量流动无比重要的要素。根据热力学第二定律，可感热一定沿着梯度方向由温度高处流向低处；通过单位面积的热量传递率与梯度斜度成比例。相同质量的单位容积之间可能输送的热能总量与容积间起始温度差成比例。

我们应认识到温度差影响热量输送率，而输送能量后有使温度差减小的趋势。这种朝温度均衡的趋势（等温状况）在每日的和季节的温度循环中都很明显。在温度剖面图上，活动面二侧出现的温度变化是十分明显的。

地球上多数地区太阳辐射的季节变化接近于正弦形的，用正弦波形式说明温度变化是十分容易的：

$$\overline{T}=\overline{T}_a+\alpha\ \mathrm{Sin}\ \omega t \tag{2.5}$$

式中日平均温度$\overline{T}$等于t＝0时的年平均$\overline{T}_a$，ω是经向频率$\left(\frac{2\pi}{年}\right)$，α是温度振幅。图2—3示明40°N处的平均气温的典型正弦波。温度落后于太阳辐射，在这个例子中，大约落后$\frac{\pi}{6}$，或周期长的8％。

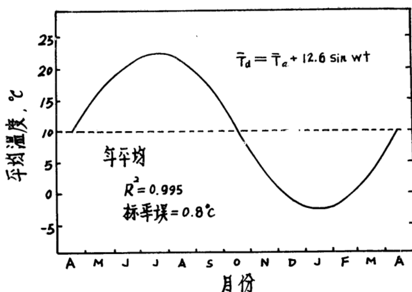


图2—3　州立学院的日平均温度的年变化曲线
（1931—1960），左边从4月份开始

丘似的每小时平均气温度变化能用类似于2.5式的表达式表示，但与实际观测资料相比，不太满意。每天的曲线常常是不对称的（图2－4）；因为太阳增热不是一个连续函数，温度增加的时期比下降的时期短。活动面的任何一侧，随着离活动面距离增加，温度振辐减小，同样地时间落后也随距离而增加（图2—5）。

靠近活动面的铅直温度剖面的某些典型方面示于图2—6中。显然，温度的极值在地面上是最明显。随着土壤深度的增加，振辐急剧减小，可是随着高度增加，气温振辐减少比较小。气温随高度增加而减小主要是近地面白天的现象；夜里，日落后的几小时，常常出现逆温型式（温度随高度增加）。

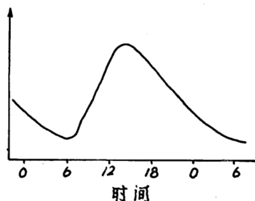


图2—4　晴天气温的典型的每小时变化

当然，某一生境的温度的日变化受局部天气和气团变化的影响。当多云、阴天或雨天时，温度振辐明显减小。气团变化能剧烈地改变形式，例如，日落后如有暖气团侵入，那么自然冷却的效应将会不明显。

分子边界层上，温度梯度一般是最大，在地面数毫米的有效静止空气层内，观测到温度差达20—30℃。在边界层和标准测定高度之间，5—10℃的附加差值是普遍的。穿越边界层比较大的温度梯度说明边界层上依靠分子扩散输送热量的机制比表层效率小。

由于土地类型、方位和高度的不同，在生物圈中，温度状况由一处到另一处变化很大。

例如，东向坡一天中受到最大的日射和温度的时间比南向坡、西向坡为早。温度一般地随高度递减，但是夜间，冷空气排泄发展以后，在山顶和山谷之间的中间地带是典型的“暖坡带”。密集的冷空气聚集的低洼地，最低温度一般最低。

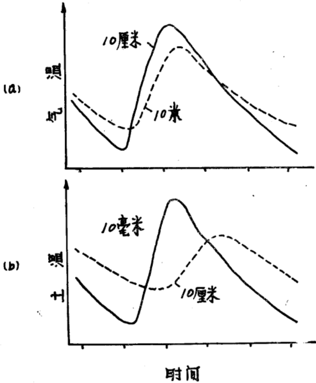


图2—5 离地面不同距离的气温（a）和土壤温度（b）的典型的每小时变化

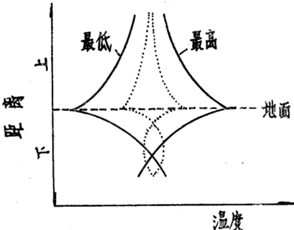


图2—6 最高、最低和中等地面温度时靠近活动面的铅直温度剖面

2—5　环境水分

由于多种原因，生物圈内水是重要的，而且主要因为水是一个普通的溶剂，具有可动性，直接参加生命过程，以及由于水的高热容量和潜热，对能量状态施加特别的影响。

2—5a　水气

水的汽态形式是大气的正常成份，一般地近地面水汽浓度最大。如果在一致的温度下，平的纯水表面上的水分子浓度最大，一般认为空间是饱和的，水汽分子施加的部分压力称为饱和水汽压。饱和水汽压e_s严格地是温度的函数。对于生物圈内的一般温度下，饱和水汽压近似地为

$$\ln e_s = 21.382 - \frac{5.3475\ (10^3)}{T} \tag{2.6}$$

式中T是绝对温度°K，e_s是毫巴（Tabata 1973）。附录中A·1列出了e_s的精确值，并作成图2—7。冰面上的饱和水汽压小于同温度下水面上的饱和水汽压。

绝对湿度ρ_v是水汽的容积密度或浓度，通常用克/米³表示，绝对湿度和水汽压e的关系为

$$\rho_v = \frac{217e}{T} \tag{2.7}$$

式中e的单位用毫巴，T是绝对温度°K，比湿q写成

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_{ma}} = \frac{0.62e}{P-0.38e} \tag{2.8}$$

式中ρ_{ma}是湿空气密度，P是气压。湿度可以用混合比W表示，即

$$W = \frac{\rho_v}{\rho_{da}} = \frac{0.62e}{P-e} \tag{2.9}$$

式中ρ_{da}是干空气密度，通常e比p小二个数量级，$q \simeq w$。

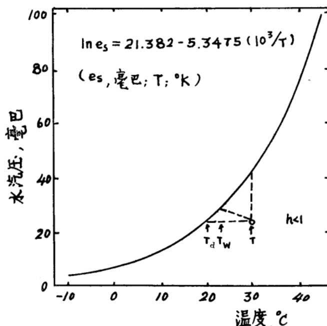


图2—7　水面上的饱和水汽压与温度的关系

相对湿度的比值 $h=\frac{e}{e_s}$，按百分数，$r_h=100\left(\frac{e}{e_s}\right)$。一定空间的饱和差是饱和水汽压和实际水汽压之间的差数，即e_s-e，或利用相对湿度的比值$e_s(1-h)$。相对湿度和饱和差二者均随温度和空气中实际存在的水汽压总量而定。e的日变化经常比较小，因此饱和差随温度增加而增加，但随相对湿度增加而减少。

通过图2—7的分析明显地看出，这种水汽压和温度T的任意组合，使$h<1$。对应于$h=1$时的比较低的温度，称为露点温度T_d。换句话说，在露点温度时，$e=e_s$。对任一的e和T的结合，用T和T_ω（湿球温度，见9.2c节）之间的差数可以测定蒸发的最大冷却效应。如果$e=e_s$，那么$T=T_\omega=T_d$；否则，$T>T_\omega>T_d$。表2—2示明各种水汽表达式之间的某些关系。

表2—2

温度（T＝20℃）和气压（P＝1000毫巴）恒定时各水汽项目之间的关系

项目	符号单位	环境水汽压（毫巴）				
		4.67	9.35	14.02	18.70	23.37
饱和水汽压	e_s（毫巴）	23.37	23.37	23.37	23.37	23.37
相对湿度	rh（%）	20	40	60	80	100
绝对湿度	ρ_v（克/米³）	3.46	6.92	10.38	13.84	17.30
比湿	q（克/千克）	2.91	5.84	8.77	11.71	14.67
混合比	w（克/千克）	2.92	5.87	8.85	11.85	14.89
饱和差	e_s-e（毫巴）	18.70	14.02	9.35	4.67	0.00
露点温度	T_d（℃）	－3.6	6.0	12.0	16.4	20.0
湿温球度	T_ω（℃）	9.5	12.6	15.3	17.7	20.0

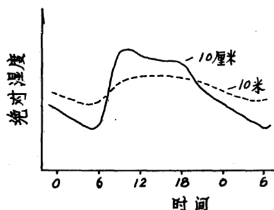


图2—8　潮湿地面上二个高度的绝对湿度的典型变化

绝对湿度的铅直梯度一般随温度梯度而定，在增热的时期（白天），靠近活动面处具有最大浓度。夜间冷却时，或在比较冷的水面、雪面或冰面上，那么湿度剖面图上可能出现逆增。图2—8示明陆地上二个高度处的水汽浓度典型的每小时变化。水汽由浓度高的地区移向低的地区，因此，白天是典型的向上输送（蒸发），夜间是向下移动（凝结）。

2—5b 凝结的形式

液态水和固态水作为无机的和生物成分的一部分暂时贮藏在生物圈中，还以雪、冰、池塘和河川的形式贮藏在地球表面。贮藏水的总量随降水量的增加、蒸发和蒸腾损失、迳流量等不断地变化着。生物圈内的水只有少量部分直接参加新陈代谢过程，但是在确定系统内的能量水平和能量通量时，水存在的状态、运动和位相变化是非常重要的。

地面上薄薄一层水通常减少短波辐射的反射系数，水对长波辐射的传输来说，形成一个几乎完全的屏障。因为水的比热大，水增加了土壤和有机物质的热容量，减小温度振辐。水一般增加生物圈物质的导热率，特别当水代替空气时，或当水变成固体时。当水凝结或结冰时，它释放出庞大的热能到系统中，当水蒸发、蒸腾或冰融化时，就吸取相等量的热能。

土壤水分的小尺度变化比较大，比一般公认的要大得多。土壤水的移动，一种解释认为是蒸发率不同，以及水被植物根部所吸取；另一种解释是重力导致的土壤水的运动经常平行于地面而不是垂直于地面。一个重要的因子是小尺度降水的特征变化，近来更显得重要；这个课题在8.4a节中详细论述。

第三章　輻 射 能

3—1　辐射定律

辐射是能的一种形式，一切物质以电磁波运动放射能量，称为辐射。运动的频律ν和波长λ随放射体的状态和性质而变化，但是在真空中，频率和波长的乘积是一个常数，$\lambda\nu = 3(10^8)$ 米/秒，等于光速。辐射能是不连续地发射出量子流，它与频率ν或波长$(\frac{1}{\lambda})$成比例，比例常数h（普朗克常数）$=1.58(10^{-34})$ 卡/秒，是物质的宇宙特性。

把一个能量量子$Q=h\nu$（$\lambda=0.5$微米时大约为10^{-19}卡）作为测定单位是太小了。光化学反应所要求的能量可以很方便地用量子克分子NQ＝1爱因斯坦表示，式中$N=6(10^{23})$ N是阿伏伽德罗常数。表3—1示明对小气候学有意义的波长范围内的频率、量子和NQ之间的关系。一个光能量子是一个光子。

一个物体发射辐射通量的特性决定于它的表面性质，发射的波长和频率常常在一个宽广的范围内，任一特殊波长的辐射通量的大小，部分地决定于辐射表面的相对效率或发射率ε。按假设的完全辐射体，即黑体，那么对所有的波长$\varepsilon=1$。对许多自然表面，如土壤、水、植物等，在正常的地面温度下，放射的整个波长范围内，实际上可以假定$\varepsilon=1$。

表3—1　　波长和频率与辐射能的关系

波长 λ（微米）	频率 ν（10^{14}/秒）	能量/量子 $Q=h\nu$（卡·10^{20}）	能量/爱因斯坦NQ（千卡）
0.1	30.00	47.50	286.0
0.4	7.50	11.87	71.4
0.7	4.29	6.78	40.8
1.0	3.00	4.75	28.6
4.0	0.75	1.19	7.1
7.0	0.43	0.68	4.1
10.0	0.30	0.48	2.9
40.0	0.08	0.12	0.7
70.0	0.04	0.07	0.4
100.0	0.03	0.05	0.3

在真空或均匀介质中，辐射路程是直线（直线传播）。因此，从一个点源上放射的辐射能传播到面积A上，单位面积上通量E与离光源距离的平方成反比。换句话说，EA是一个常数，$E_1/d_2^2 = E_2/d_1^2$。"点源"是一个近于抽象的概念，当发射源与所经过的距离相比很小时，可以作为点光源，譬如太阳，与地球到太阳之间的距离相比，或几米距离外的一个光点，都可以看作是一个点光源。

射入一个面上的辐射能不是被反射、吸收就是被透射。任意一波长，射入通量与反射通量之比，称为反射率r；相应地射入通量与吸收通量和透射通量之比，分别为吸收率a和透射率t。任意波长，或任一波段的平均$r+a+t=1$；对一个黑体来说，那么所有的波长都是$r=t=0$以及$a=1$。

3—1a 勃朗克定律

勃朗克定律指出，一个黑体放射的辐射能的波长分布是它的表面温度的函数，即：

$$E_\lambda = \frac{5.36\ (10^5)\ \lambda^{-5}}{\exp\ (14385/\lambda T)\ -1} \tag{3.1}$$

式中E_λ的单位是卡/厘米²·分·微米（λ的单位用微米）。图3—1是黑体所有波长放射的能量，在一般温度下，所有的辐射通量都被限制在有限范围内。当T＝6000°K时，黑体放射的辐射通量的99%在波长0.2—4.0微米之间，相应T＝300°k时，波长范围是4—100微米。这二个温度近似地分别为太阳表面和地表面的温度。由于二个波长范围基本上是分开的，所以近似地把相应的能量通量分别称为短波辐射和长波辐射。

因为辐射能与频率ν或波数成比例，所以图3—1中的函数单位不必要再复杂化（即卡/厘米²·分·微米或功率/面积·微米）。放射的辐射能与1/λ呈函数关系，图3—2绘出了单位频率上发射的辐射与1/λ的关系曲线。每一波长放射的辐射能E_λ与每一频率放射的辐射能E_ν之比是和$1/\lambda^2$成比例。当我们考虑地面吸收、透射和反射不同波长（或频率）的辐射通量等热量输入时，这些能量分布是重要的。

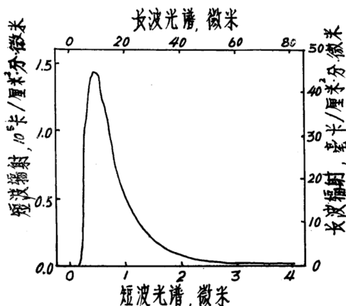


图3—1　近似的太阳温度（6000°）和地面温度（300°k）条件下的黑体的辐射分布

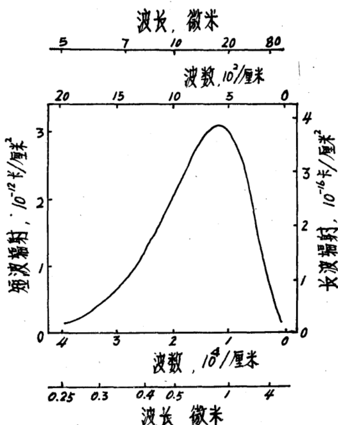


图3—2　单位频率的黑体辐射与频率指数 $1/\lambda = \nu/3(10^{10})$ 的关系

3—1b　维恩定律

维恩位移定律描述黑体放射的能量分布的某些特征，该定律确定放射能量最大的波长（微米）是地面绝对温度（°k）的函数，即

$$\lambda_{m\lambda}T = 2897\text{微米}\cdot{}^\circ\text{k} \quad (3.2)$$

根据图3—1，对应 $T=6000^\circ$k的 $\lambda_{m\lambda}$ 大约是0.48微米，$T=300^\circ$k的 $\lambda_{m\lambda}$ 大约是9.7微米。同样，每单位频率最大发射的波长 $\lambda m\nu$ 是

$$\lambda m\nu T = 5099\text{微米}\cdot{}^\circ\text{k} \quad (3.3)$$

因此，图3—2示明，在6000°k时，$\lambda m\nu$ 大约是0.85微米，在300°k时，大约是17微米。

把能量图分成相等能量部分的中间或中心波长 λc，可由下式求出，

$$\lambda cT = 4110\text{微米}\cdot{}^\circ\text{k} \quad (3.4)$$

方程式(3.4)指出，一个6000°k的黑体，辐射能通量的50%出现在波长大于0.7微米处，这一波长是可见光光谱的上界。地面辐射中，波长大于 λc（300°k）= 14微米的辐射占50%，这一事实解释大气对地面温度的效应（温室效应）很重要。

利用（3.1）式，可以计算出 $\lambda_{m\lambda}$ 的辐射通量，因为公式中分母 $\lambda T = 2897$ 是一个常数，

用 $\lambda = \frac{2897}{T}$ 代入即得：

$$E_{\lambda m} = 1.84\ (10^{-14})\ T^5 \qquad (3.5)$$

$E_{\lambda m}$ 的单位：卡/厘米^2·分·微米，T是°k。在6000°k（太阳）情况下的$E\lambda_m$与300°k（地面）的$E_{\lambda m}$之比接近于20^5，或3.2（10^6），相似地，根据频率，$\lambda_{m\gamma}$的通量$E_{\gamma m}$与T^3成比例。太阳的Ev_m与地面的Ev_m之比接近于8（10^3）。

3—1c 斯蒂凡定律

把（3.1）式（即勃朗克定律）进行积分，波长由 0—∞，得到表面温度T（°k）的黑体辐射的总辐射能

$$E_b = \int_0^{\infty} E_\lambda d\lambda = \sigma T^4 \qquad (3.6)$$

E_b 是卡/厘米^2·分，σ是斯蒂凡——波尔兹曼常数，等于 81.7（10^{-12}）卡/厘米^2·分·°k。因为太阳的有效黑体温度是地面的20倍，所以E_b(太阳)/E_b(地面)大约是20^4倍或1.6（10^5）倍。

温度60°C（343°k）时，E_b值是1.00卡/厘米^2·分；表A·2列出生物圈中，一般温度下的E_b值。黑体功能随温度的变化率

$$\frac{dE_b}{dT} = 4\,\sigma T^3 \qquad (3.7)$$

在估测小的温度变化时，$\frac{dE_b}{dT}$作为一个热量传递的指标常常是有用的。在温度40°C情况下，变化率是10毫卡/厘米^2·分·°C；在一般温度下，E_b随温度的变化大约是每°C为1%（表A—3）。

实际上，一个黑体放射的辐射能通量密度(即单位面积单位时间的辐射能)等于图3—2中曲线下面所包围的面积。自然界的物体是灰体，它对各个波长的辐射没有完全的效率。一个灰体放射的辐射通量密度，对所有波长的积分是：

$$E_g = \varepsilon E_b = \varepsilon\sigma T^4 \qquad (3.8)$$

ε是发射系数。实际上ε的意义被局限于特定的波长组，特别对于长波或短波光谱应区分，因为自然界的物体对这二种不同波长的辐射特性不同，如雪对长波辐射可以看作黑体，而对短波辐射可视为灰体。

3—1d 克希荷夫定律

如果把一个灰体悬挂在恒温的黑体表面所包围的空间中，热力平衡要求进入灰体表面的辐射与输出辐射之间严格地相等。换句话说，从黑体吸收的能量必须等于灰体放射的能量，或者：

$$Rn\ (\text{灰体}) = aE_b - \varepsilon E_b = 0 \qquad (3.9)$$

式中a和ε分别为灰体的吸收系数和发射系数。随即：

$$E_b\ (a - \varepsilon) = 0$$

$$a = \varepsilon$$

克希荷夫定律指的是：在一定温度和相应波谱下，一个物体的吸收系数等于发射系数。一般地说，在同样的温度和波谱下，一个好的吸收体也是一个好的发射体。同样地，在相同

条件下，因为：　　　　　　　　$r+a+t=1$

所以一个不透明体（$t=0$）的反射系数是：

$$r=1-a=1-\varepsilon$$

克希荷夫定律在估测典型的地面温度的长波辐射交换中是十分重要的；这个定律不适用于物体之间温差比较大，特别地球和太阳之间更不合适。

3—1e　余弦定律

从一个点辐射源发射的辐射光，通过均匀介质，投射到一个面积上，如果该面积的线性尺度与离光源的距离相比是很小，那么实际上光线是平行的。就太阳光线相对于地球——太阳间距离而言，上述情况是符合的。单位时间流入与光线垂直的单位面积上的能量称为太阳光的通量密度（单位：卡/厘米²·分）。投射到平面上的辐射通量密度与入射角Z的余弦成比例例，入射角Z是投射到平面上的光线与平面的法线方向之间的夹角。辐射出射度是表面上放射的辐射通量密度，辐照度是射入该面积的辐射通量密度。把“强度”作为“通量密度”的同义词是术语的错误。

辐射强度是测定单位立体角的能量通量（单位：卡/分·球面度），因为能量分散在辐射面的各个方向上。在估测来自散射辐射体的能量时，如天空或森林等，这个概念很重要。从立体角的顶点看视源范围单位面积上，在特定方向上发射的辐射强度是源的辐射率（单位：卡/厘米²·分·球面度）。当然，源的视面积与从发射源法线方向到发射方向之间的夹角的余弦成比例。

反射辐射的性质决定于表面特性；反射可能是镜面反射或漫反射。如太阳高度角比较低的情况下，水面呈显镜面反射，反射光的绝对角度等于太阳高度角。但是一般来说，自然表面起着漫反射面的作用，射入辐射的一部分向各个方向散射。

3—2　太阳辐射

实际上，太阳是生物圈内可利用和交换的所有能量中的最大源地。太阳发射的辐射通量密度（全部波长的积分）大约是9.2（10^4）卡/厘米²·分；根据平方反比定律，在地球——太阳之间的平均距离为D时的通量密度（太阳常数S_0）

$$S_0=S\frac{d^2}{D^2}$$

式中d是太阳半径。因为$d=7$（10^5）公里和$D=1.5$（10^8）公里，S_0大约是2.0卡/厘米²·分。同样，从方程式3.6中可以求出，太阳作为黑体，它的表面温度是：

$$\left[\frac{9.2\ (10^4)}{\sigma}\right]^{0.25}=5800°k$$

这些参数在表示地球大气上界太阳光谱的一般性质和估测生物圈内太阳能的总量和质量受大气和土壤的影响时都很有用。

3—2a　太阳光谱

图3—3示明地球大气上界的太阳能光谱分布，数值列在表A—4中。太阳光谱常可以分为紫外（$\lambda<0.4$微米）、可见光（0.4—0.7微米）和近红外（$\lambda>0.7$微米）三个光谱区。可见光区又被分为以下色光波段：紫——兰（0.4—0.5微米），绿——黄（0.5—0.6微米），橙

——红（0.6—0.7微米）。靠近可见光，波长0.7—4.0微米的辐射称为近红外；波长4—100微米者为远红外；没有这些数量界限，"红外"的概念是含糊不清的。

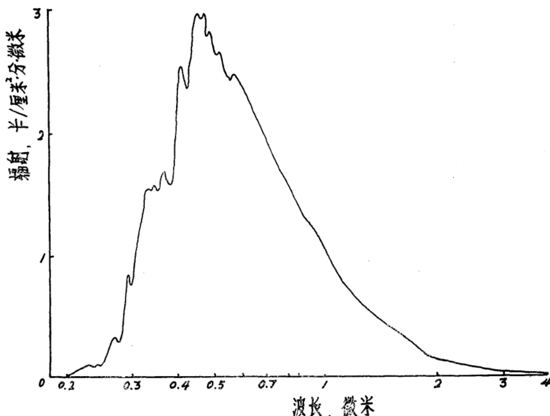


图3—3　地球大气圈外太阳辐射的光谱分布

图3—3与(3.2)式是一致的，从图上明显地看出，太阳发射能量最大的波长大约0.48微米，属可见光中的兰色光谱带。与(3.4)式一样，在可见光的红光末端把光谱分成能量相等的两部分。图3—4表示能量分布，图上示明每单位频率最大发射的波长是在近红外区约1.0微米处。

大气上界，紫外辐射能量占总的太阳能通量的10%不足。这种高频率辐射对维生素D的形成、病毒失效起作用，还可以作为杀菌剂；它可能伤害生物效应，包括日灼、生长停止、蛋白质凝固和血球溶解。幸而大量的有害光线被离地面30公里高度处的臭氧所吸收。

可见光大约占太阳辐射通量的40%，因为它对光合作用、光周性、动物视觉和其它生物现象都起作用，所以对这一光谱区的研究比其它光谱区详细得多。一定范围的光与生物效应有关。多数情况下用亮度或相对照度测定光。从一个标准国际烛光的点光源，单位立体角内放出的光通量等于4π流明。一个勒克斯（LUX）等于1流明／米²，因此1呎烛光等于1流明／呎²或10.8勒克斯。作为粗略的近似值，在晴天情况下，1卡/厘米²·分等于6700呎烛光，或多云情况下为7000呎烛光。

近红外区的辐射能占地球大气圈外太阳辐射通量的50%。波长0.7—1.0微米的太阳辐射

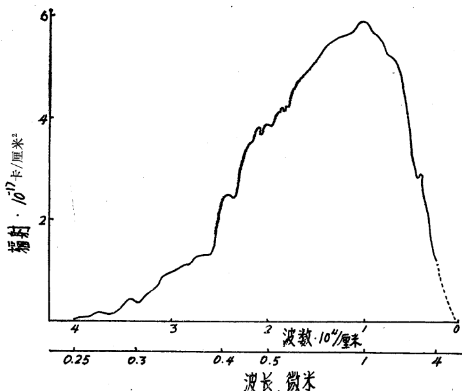


图 3—4　地球大气圈外单位频率的太阳辐射与波数的关系

对延长植物生长有时有特殊的效应。波长大于1.0微米的近红外辐射通量对生化过程无直接作用。

3—2 b　可能日射

日射是太阳直接辐射在水平面上的通量密度。大气上界的可能日射Sp代表可能的或极限的能流，地面上的太阳直接辐射通量一定要考虑大气和地面的影响。地球大气圈外的日射，理论上相当于不存在大气时地球表面上应出现的情况。

根据反比平方和余弦定律，与地球表面平行的平面上的可能通量密度Sp是：

$$Sp=\frac{S_0}{r^2}\cos Z \qquad (3.10)$$

S_0是太阳常数，r是地球—太阳间距离和它的平均值之比，Z是太阳光线和地面铅直方向之间的夹角。最近一个世纪中，S_0的估测值大约变化于1.9—2.0卡/厘米²·分之间；本书中取$S_0=2.00$卡/厘米²·分。$\frac{S_0}{r^2}$的值具有连续的年变化，数值由7月远日点的1.93卡/厘米²·分变化到1月初近日点2.07卡/厘米²·分之间。表5记载了选定日期的r值。

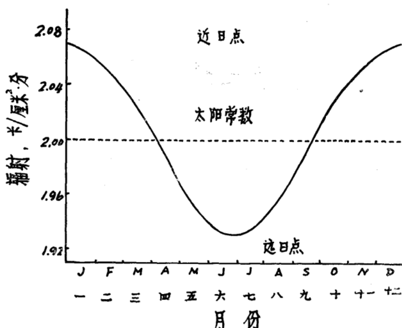


图3—5　地球——太阳距离与太阳辐射通量密度

对任一水平面的天顶距（天顶和太阳之间的角度）或入射角Z是太阳赤纬δ、地理纬度φ和距正午的时间t（小时）的函数。函数式可以用球面三角表达，即：

$$\cos Z = \sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega t \qquad (3.11)$$

ω是地球自转角速度（每小时$\frac{\pi}{12}$弧度），ωt用弧度测量的时间。方程式（3.11）确定日出和日没时的时间ωt_s，（当$Z=\frac{\pi}{2}$时，$\cos Z = 0$）即：

$$\cos\omega t_s = -\tan\varphi \cdot \tan\delta \qquad (3.12)$$

方程式（3.11）和（3.12）中，δ和φ在赤道以北为正，赤道以南为负，正午以前t为负，午后t为正。

赤纬δ的大小决定于地球围绕太阳运行时所在轨道上的位置，或太阳视径度ψ，因此，

$$\sin\delta = 0.398\sin\psi \qquad (3.13)$$

或近似地$\delta = 23.5\sin n°$，n是日数，近二分点前为负，后为正。黄道倾角的最大值是常数23.5°。以视径度ψ15°为间隔的太阳赤纬δ值列于表A—5中。

太阳高度角A是Z的余角，根据(3.11)式，$\cos Z = \sin A$。太阳方位角A′也是δ、t、A等变量的函数，即：

$$\sin A' = \frac{-\cos\delta\ \sin\omega t}{\cos A} \qquad (3.14)$$

A′从北开始顺时针方向量测。图3—6是太阳路径图，即某一纬度按时间函数绘出的太阳高度角和方位角（A和A′）图，在小气候学中，这种图是一种有用的工具。如北半球的夏半年，太阳由东偏北升起，西偏南落下，以及正午时的方位角为

$$A = 90^\circ - Z = 90^\circ - \varphi + \delta$$

这些都是值得注意的。

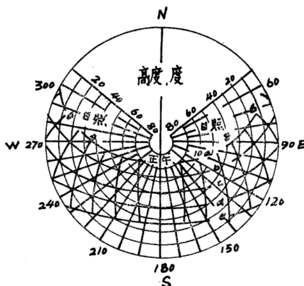


图3—6　北纬40°的太阳路径圈：

a，6月22日；b，4月21日和8月24日；c，3月21日和9月23日；

d，4月19日和10月24日；e，12月22日

太阳正午是小气候学最合适的时间参考点；那一点正是太阳经过观测者的子午圈M_0。太阳连续通过子午圈的时间间隔略随太阳视经度ψ而变化，但是平均间隔（大约1天）是居住在地球上的人记录时间的基础。偏离的时间间隔的累积影响被称为时差；太阳赤纬与时差一起绘于图3—7中，选定日期的数值列于表A—5中。

真太阳时（TST）等于平均太阳时(MST)加上时差（TE）。平均太阳时就是参考子午圈M时区的标准时ST；在子午圈M_0处的平均太阳时等于标准时ST加C（代数和）C＝（4分/度）（$M - M_0$）。因此，任一点的真太阳时是ST、C和TE之和。

（3.12）式代入（3.11）式，（3.11）式可以简化为：

$$\cos Z = (\cos\varphi\cos\delta)(\cos\omega t - \cos\omega t_s) \quad (3.15)$$

结合（3.10）式，可以求出可能的太阳辐射的瞬时通量密度是：

$$Sp = \frac{S_0}{r^2}(\cos\phi\cos\delta)(\cos\omega t - \cos\omega t_s) \quad (3.16)$$

Sp的时间分布是一对称曲线（图3—8），正午有最大值，

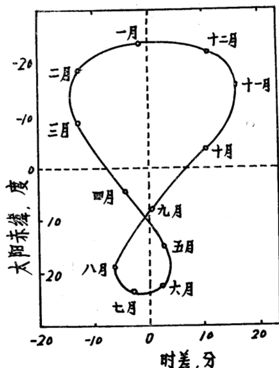


图 3—7　8 字形轨迹（表示全年每日的太阳赤纬和时差）

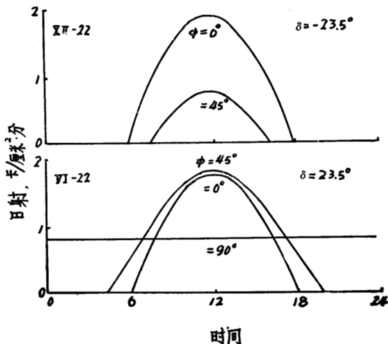


图 3—8　北纬0°、45°和90°夏至日和冬至日可能日射随真太阳时的变化

$$Sp\ (日最大值) = \frac{S_0}{r^2}\cos\ (\varphi - \delta) \qquad (3.17)$$

曲线的形状随纬度和季节而变化，如图3.8所示。从图上明显地看出，日变化与一日长度 $2t_s$有关；（3.12）式

$$2t_s = \frac{2}{\omega}\cos^{-1}\ (-\tan\varphi\ \tan\delta) \qquad (3.18)$$

（3.18）式中的解示于图3—9上，表A—6列出了选定纬度和日期的数值。在所有纬度上，$2t_s$的平均值是12小时。

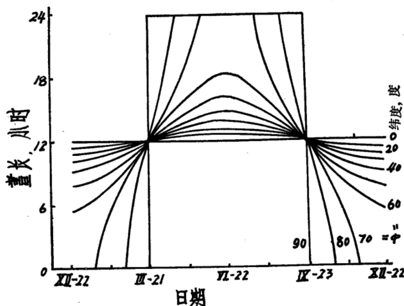


图3—9　北半球昼长的季节变化与纬度的关系

把（3.16）式由日出积分到日没，可以得到Sp的日总量，即图3—8上曲线下面所包围的面积。对某一天而言，实际上δ和r是常数。

$$Sp\ (总量) = \int_{-t_s}^{t_s} Sp\,dt$$

$$= \frac{60S_0}{r^2}\ \frac{24}{\pi}\ (\cos\varphi\cos\delta)(\sin\omega t_s - \omega t_s\cos\omega t_s) \qquad (3.19)$$

Sp的单位是卡/厘米^2·日。把（3.19）式的解画成图3—10，该图示明北半球不同纬度的季节变化。除赤道以外，年分布曲线是典型的钟状曲线，夏至日（6月22日）达到最高峰；高峰值随纬度而增加，这是因为纬度愈高，最大的白昼长度愈长。在南半球，高峰值出现在冬至日（12月22日，并比北半球大约高出7%，这是因为地球和太阳之间的距离短(近日点)。

表A—7列出选定纬度和日期的日总量Sp。

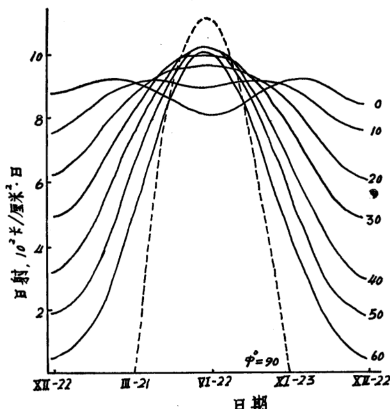


图3—10　北半球各纬度上可能日射的季节变化

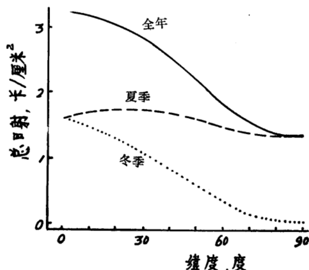


图3—11　北半球可能日射的季总量和年总量与纬度的关系

因为地球上某一固定地点的Sp是一不连续函数，一天以上某一时期的总量必须通过图解或数值积分求得。图3—11示明季总量和年总量随纬度的分布，A—8表列出它的数值。全球的年平均值是263千卡/厘米²，相当于φ=37°（辐射平衡）纬度处的总量。

3—2c　大气效应

地球上的大气对太阳辐射是半透明的，它从数量和质量二方面影响到达地面的太阳辐射通量，并引起辐射方向的基本变化。通过反射到空间和直接吸收等方式，太阳辐射通量被大气衰减。通过选择吸收，大气改变了通量的波长分布。除水滴、灰尘和其它质点外，大气分子也能散射太阳辐射光，并产生一个辐射能的半球漫射源。因此，通常到

达地面的总辐射通量（或总辐射S_t）包括漫射辐射S_d和直接光S_b二个分量。

大气主要吸收入<0.3微米的所有高频率的紫外辐射，大气上界，紫外辐射大约 9 %，因为大气减弱，到达海平面上只有3 %。大气中，每个气体分子阻截和散射辐射的能力与波长的四次方成反比（蕾利定律），这意味着可见光中兰光（λ = 0.4微米）的散射能力约大于红光（λ = 0.7微米）的9倍（$\frac{0.7^4}{0.4^4} \simeq 9$）。这说明晴天的正常色彩，并意味着到达地面的直接光辐射（非散射）中兰光不足。

近红外（0.7—4微米）部分的光谱，散射不太重要，但水汽和二氧化碳的吸收减少通量。这意味着到达地面上的可见光辐射和红外辐射之比大于大气上界。地面上，通常可见光辐射约占总太阳辐射通量的50%。图3—12表示大气上界各波长带的光谱与晴天海平面上典型的太阳光谱。

地面上太阳直接光辐射通量S_b与大气上界可能通量S_p的关系是

$$S_b = S_p t_a^{\sec Z} \qquad (3.20)$$

式中大气透明系数t_a表征大气混浊度。Z为太阳天顶距。天顶距与大气中太阳光线路程长度有关：当太阳位于天顶时，在海平面上的路程等于1；当Z<80°时，路程近似等于secZ。如果t_a已知，把（3.20）式与（3.16）式结合起来能确定瞬间通量S_b；如果测定了S_b，可以获得一定大气条件下t_a的经验估测值。

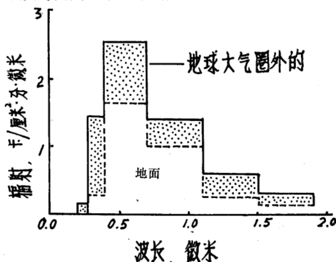


图3—12　晴空下太阳光谱的大气衰减（太阳高度A = 30°）

只有结合（3.16)式，才能用（3.20)式计算晴天的太阳直接辐射的日总量。(3.19)式不能利用，因为天顶角是连续地变化，而且必须数值积分。在少云情况下，透明系数t_a大约变化于0.6—0.9之间，这意味着，当太阳在天顶时，S_b/S_p的比值变化于同一范围内。表表3—2列举了天顶距0°—80°之间，对选定t_a值的$\frac{S_b}{S_p}$的比值。Z为任意值时，则：

$$S_b = \frac{S_b}{S_p} \frac{So}{r^2} \cos Z \qquad (3.21)$$

云对太阳辐射产生一种间断的屏蔽效应。厚的云层反射太阳辐射比吸收的多，可以透过极少量的辐射。少量的云常常可以增加漫射辐射通量 S_d，如果云不直接遮断直射光，那么到达地面的总辐射通量增加。

多数场合可以假定天空辐射是各向同性。到达地面上的天空漫射辐射的通量密度 $S_d = \pi R$，R（卡/厘米²·分·球面度）是天空辐射强度。如果进一步假定太阳光前后散射相等，在晴天情况下，10%的太阳光被吸收，S_d日总量的估测值是：

$$S_d = 0.45S_p - 0.50S_b \qquad (3.22)$$

各种天空状况下，漫射辐射S_d与总辐射S_t的比例一般随$\frac{S_t}{S_p}$而变化；当$\frac{S_t}{S_p}$超过0.4，对大部分地区$\frac{S_d}{S_t}$可用下式，即

$$\frac{S_d}{S_t} = 0.80 - \frac{0.85S_t}{S_p} \qquad (3.23)$$

用上式计算的月平均值或季平均值则接近于实际情况。

多数情况下，地面测得的太阳辐射是总的通量密度 $S_t = S_b + S_d$（总辐射）。总辐射 S_t的日总量可以作为可能辐射和云量的函数，为了代替直接测定，用以下公式估测（Black 1956）。

$$S_t = Sp\ (0.80 - 0.34c - 0.46c^2) \qquad (3.24)$$

式中c是天空被云遮盖的份数。（3.24）式是近似的，它不考虑不同云状对到达地面的太阳辐射的不同影响。

晴天时，总辐射的日变化过程与图3.8所示的可能辐射的日变化过程类似。包含部分多云天气的月或季节的每小时数值被平均后，曲线还保持着相同的一般对称型。这种一致性是有用的，因为可以用日总量估测每小时的分布，或已知一天特定时间的通量，那么可以估测日总量或每小时的分布。

表 3—2　　直接光太阳辐射和可能日射的比值，S_b/S_p

天顶距	大气透射系数			
（度）	0.6	0.7	0.8	0.9
0	0.60	0.70	0.80	0.90
30	0.55	0.66	0.77	0.89
45	0.49	0.60	0.73	0.86
60	0.36	0.49	0.64	0.81
70	0.23	0.35	0.52	0.74
80	0.05	0.13	0.28	0.55

$$\cos\omega t = \frac{\sin\omega t_s}{\omega t_s} \qquad (3.26)$$

t_s是由正午到日出或日没之间所经历的时间。日出到日没间任何一个时间的通量St与平均通量之比是：

$$\frac{S_t}{\overline{S_t}} = \frac{\omega t_s\ (\cos\omega t - \cos\omega t_s)}{\sin\omega t_s - \omega t_s \cos\omega t_s} \qquad (3.26)$$

或，假定日变化曲线是严格的正弦曲线，任一时刻t的

$$S_t = S_{tn}\cos\frac{\pi t}{2t_s} \qquad (3.27)$$

Stn是正午的通量密度（最大通量），用（3.27）式积分，得到一天的总的通量值是

$$S_t\text{（总）} = \frac{4\,t_s}{\pi} S_{tn} \qquad (3.28)$$

3—2d　地面效应

地球表面影响短波辐射通量，因为地面表现为一个具有复杂形式的不透明灰体。不透明灰体的反射系数（反射率）r＝1－a,式中a是灰体的吸收系数。因为地表不是均匀地水平，从一个面上反射通量的一部分，可以作为“环境的”短波辐射进入通量Se，提供给相邻的地面。地表的复杂形状也意味某些自然景观面容易得到来自太阳和天空的射入通量。

自然表面的反射率不仅决定于它们组成成分的性质，也决定于它们的形状和排列，以及地面相对于太阳辐射射入通量的方向。因此，根据自然表面一般的生态学描述，精确地说明自然表面的反射特性是困难的。同样，水、土壤和生物体表面，对于不同的射入辐射波长显示不同的反射特性。

一般而言，自然表面的反射率随辐射入射角增加而增加。如果表面比较平滑（如平静的水面或细粒土壤）这个效应比较明显，但对粗糙的林冠表面还是不重要的。如果表面是多孔的，射入辐射被分配在一定深度的表面层内，上述效应便减少；如林冠层中，单片叶子的反射率大于整个林冠层的，这是因为一部分反射通量又被邻近叶子所吸收。当入射角大于80°时（清晨），平滑水面可以反射进入通量的50％以上，当垂直入射时，则小于5％。对常见的土壤和低矮植物来说，反射进入通量的百分数比水面小得多，林冠则更小。

入射角对镜面反射现象特别重要，实际上它仅适合于直接光通量。多云或阴天，或短波辐射漫射通量大于直接光的情况下，反射率的日变化就小。又如水面上，全天的反射系数可以均匀地保持低值（＜0.10）。

自然表面某些典型的反射系数列于表3—3中，与科学文献中报告的数字相比，有5％或更多一些的变化。新雪和浓云的反射系数最大，水和潮湿的有机土壤最小，植物介于二者之间。落叶森林反射短波辐射常常大于针叶林类型。在比较大的动物中间，反射系数的变化大于主要植物型。

裸露地表的反射系数一般变化于0.05（暗色有机土壤和黑页岩的反射系数）——0.40(干土反射系数）之间，也可能超出。反射系数除随入射角、粒子大小和有机质含量变化外，还

随土壤湿度变化；如潮湿土壤的反射率比干燥土壤增加10%至20%以上。通常，土壤对太阳光谱红外部分的反射率大于可见光。

由表3—3中资料看出，一般绿色叶子的反射率大于植物林冠的。在可见光大约0.55微米的绿光波段处，反射最大，可是在整个可见光范围中，反射比较小。在波长0.7—1.1微米之间的近红外，短波能光谱出现峰值，反射率也达最大，可能超过0.4。因为反射能的大部分是不可见光，用颜色的浓淡来鉴别各种叶子类型是不可靠的。

自然地形是由各种坡面错综复杂地构成的，根据坡面的坡度和方向可以确定各种地形特点。坡面上的短波辐射通量密度不同于水平面上的，首先是直接光S_b分量有变化；天空漫射辐射通量也有影响，但差异比较小，坡面上的短波辐射通量应另加一部分邻近自然景观反射的通量是S_e。因此，坡面上进入的总短波辐射是$S_d+S_b+S_e$。

表3—3　　几种自然表面的典型短波反射系数

（除特殊注明的以外，其他均指平均太阳高度和天空状况）

表　　面	描　　述；　　状　　况	反射系数(%)
水		
云	弱阴天：100米厚	40
	200米厚	50
	500米厚	70
液态	晴空：太阳高度60°	5
（湖泊，池塘）	30°	10
	20°	15
	10°	35
	5°	60
	高角度太阳：平滑水面	5
	波浪水面	10
	多云天空：高角度太阳：平滑水面	5
	低角度太阳：平滑水面	10
固态	新雪：低密度	85
（雪、冰）	高密度	65
	陈雪：干净的	55
	脏　的	45
	冰川冰：干净的	35
	脏　的	25

地面		
沙地	干，浅色：高太阳角	35
	低太阳角	60
	灰色沙地：湿	10
	干	20
	白色沙地：湿	25
	干	35
岩石	高太阳角：沙岩渣土、干	20
	黑色煤渣土、干	5
土壤	暗色、有机质土壤	10
	粘　土	20
	浅色沙土	30
植被		
草	典型草场	20
	死　草：湿	20
	干	30
	干草原	25
	冻土带、帚石楠荒原	15
作物	谷类，烟叶	25
	棉花、马铃薯、西红柿	20
	甘　蔗	15
树木	热带雨林	15
	桉　树	20
	美国赤松林	10
	混交阔叶林（有叶）	18
动物		
毛皮、头发	黑色牲畜	10
	田　鼠	15
	松鼠、羊	25
	灰狐狸	35
	白色牲畜	50
皮肤	人：白种人	30
	黑种人	20
羽毛	燕八哥、鸽子	35
	白　鸥	50

类似于（3.10）式，坡面上瞬时的可能通量Sp（大气上界）为

$$Sp=\frac{S_0}{r^2}\cos Z' \qquad (3.29)$$

式中Z'是坡面上的入射角，即太阳光和坡面的法线之间的夹角。计算Z'的方程式类似于Z，即方程式（3.11）：

$$\cos Z' = \sin\varphi' \sin\delta + \cos\varphi' \cos\delta \cos\omega t' \quad (3.30)$$

φ'是一个"相当"于水平面的纬度，因为球面上某一点的倾斜面类似于某些其它点的水平面，同时入射角相等（$Z' = Z$），以及

$$\sin\varphi' = \sin i \cos A' \cos\varphi + \cos i \sin\varphi \quad (3.31)$$

i是坡面倾角，A'是由北开始顺时针方向测定的方位角，同时经度也作适当的改变$\alpha = \omega t' - \omega t$，或

$$\tan\alpha = \frac{\sin i \sin A'}{\cos i \cos\phi - \sin i \cos A' \sin\phi} \quad (3.32)$$

除绝对值$t'_s \leqslant t_s$以外，坡面上日出和日没的时间t'_s可以从下式计算

$$\cos\omega t'_s = \tan\phi' \tan\delta \quad (3.33)$$

Fons等人用（3.30）式求出中纬度各坡向的Z'，并已发表。用数学的或数值积分方法可以得出日总量；Frank和Lee发表了30—50°N之间，选定日期的φ'和α以及对应的这些日总量数值。

图3—13说明坡度和方位对太阳辐射直接光通量的影响，图上示明$\varphi = 40°$N处、坡度为30%（即16.5°）、北坡和南坡上可能辐射的日变化过程。夏至日（$\delta = 23.5°$），北坡日出（太阳光开始照到地面上）比南坡早0.7小时，因此，一天照射长度增加1.4小时。正午，北坡上$Z' = \varphi - \delta + i = 33°$，南坡上$\varphi - \delta - i = 0°$；相应的余弦值分别为0.84和1.00，根据（3.29）式，Sp（北）＝1.63卡/厘米²·分以及Sp（南）1.94卡/厘米²·分。虽然正午时北坡的通量比南坡小，但是一天的总辐射（曲线包围的面积）北坡（991卡/厘米²）大于南坡（980卡/厘米²）。冬至日则完全相反，南坡的日照时间长度和总辐射量都比北坡大。

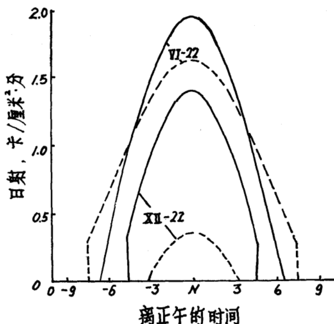


图3—13　$\phi = 40°$N、坡度30°的北坡（虚线）和南坡（实线）上的可能日射

图3—14说明向东和向西方位上斜坡引起的影响。按方位来说，它们与南北向的轴对称，坡度仅引起可能日射在计时上的变化。中纬度地区冬半年，坡度和方位影响都很大，向赤道和两极，这些影响逐渐减小和变成可忽略不计。

把（3．12）式和表3—2结合起来，利用可能辐射值估测斜坡上的太阳直接光辐射S_b。如果水平面上的S_t已经测得，利用（3．24）式估测总通量S_t，即

$$S_t（斜坡）=S_t\frac{\cos Z'}{\cos Z} \quad （3—34）$$

晴天情况下，公式（3．34）近似正确。另外，当天空漫射辐射分量比较大时，用下式更精确，即

$$S_*（斜坡）=S_t\frac{\cos Z'}{\cos Z}+S_d \quad （3—35）$$

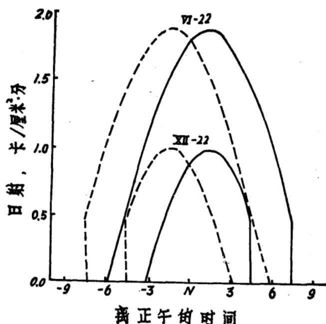


图3—14　φ=40°N、坡度30°东坡（虚线）和西坡（实线）上的可能日射

平滑坡面上的天空辐射的漫射通量S_d不同于水平面上，因为这种表面仅仅接受部分天空的辐射。假定天空是各向同性（在扇形内均一辐照），

$$S_d（坡面）=S_d\cos^2\frac{i}{2} \quad （3—36）$$

对实际上非各向同性的天空的日总量来说，（3．36）式是一个比较好的近似式。对于坡度比较小（如$i=30\%=16.5°$，$\cos^2\frac{i}{2}=0.98$）的情况下，斜坡对S_d的影响较小，常常可以

忽略不计。

一个倾斜坡面不可避免地接受一些邻近自然景观反射的短波辐射通量S_e，假定自然景观反射是均匀散开，那么

$$S_e（坡面）=rS_t\sin^2\frac{i}{2} \qquad (3-37)$$

r是总辐射S_t的反射系数，因为

$$\sin^2\frac{i}{2}=1-\cos^2\frac{i}{2}$$

很明显，（3．36）和（3．37)式中的加权因子必须完全相同。对比较小的坡度($i<20°$)，忽略坡度对S_d和S_e的影响所引起的误差常常小于总辐射的5％。

3—2e　森林影响

在生物圈上界，入射的太阳辐射明显地被吸收或反射，但是在低层，由于系统的透射率t使进入的太阳辐射的分配复杂化。太阳辐射不仅穿透雪、冰和水面，同样穿透到土壤和类似灰体一样的有机物质中。在某一层中，被吸收的入射通量部分是

$$1-r-t=a$$

式中每一项可用于某一波长，或某一波段或整个太阳能光谱的系数。

纯水中，可见光太阳辐射穿透深度可以超过100米，但是随着杂质浓度增加，穿透深度很快减少。在波长较长的近红外部分，即使纯水，实际上也不透明。雪和冰的光学特性类似于水，但穿透深度小得多；在10—15厘米层内，大约可见光通量的90％被吸收。土壤中光透射随颗粒大小增加而增加，粗糙的砂中，总辐射通量的少部分可以穿透达1—2厘米深度，然而在非常细腻的物质中，同样的消光现象明显地发生在1—2毫米深度处。

成熟树木叶子的短波透射系数随树种而变，某些针叶树的透射系数实际上为零，阔叶落叶树类型高达0.25或更多。反射系数随入射角增大而增加，透射系数则减少，这意味着吸收率受入射角影响不大。表3—4中列出了不同树种的短波的反射、透射和吸收系数的某些典型值。

表3—4　　几种树木叶子的短波透射率t，反射率r和吸收率a

树种	t	r	a
刺槐	0.26	0.35	0.39
杨叶桦	0.24	0.33	0.43
加拿大杨	0.27	0.29	0.44
白胡桃	0.24	0.31	0.45
英国栎	0.25	0.28	0.47
欧洲山杨	0.20	0.33	0.47
白栎	0.22	0.30	0.48

挪威槭	0.25	0.27	0.48
银槭	0.20	0.32	0.48
垂柳	0.21	0.29	0.50
洋白蜡树	0.18	0.31	0.51
亮叶野黑樱	0.20	0.28	0.52
美洲榆	0.22	0.26	0.52
椴木	0.21	0.25	0.54
光滑七叶树	0.19	0.27	0.54

叶子的透射率对太阳光谱的波长是敏感的，这类似于反射率。在可见光波长范围内，透射率比较小，但在0.5—0.6微米的绿光波段，透射率最大。总的透射率比0.7—1.1微米近红外波段的平均值大得多。图3—15说明稀疏阔叶林的反射率、吸收率和透射率与代表性的波长的依赖关系。

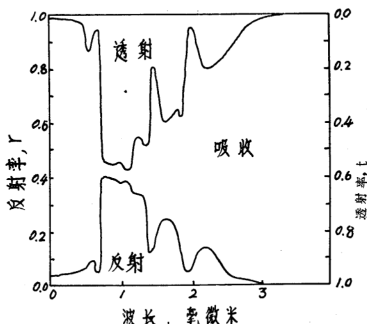


图3—15　典型阔叶树叶子的透射率，反射率和吸收率(数据取自Gates, 1965)

在林冠层的下面，晴天时，入射的太阳辐射通量经常变化很大，因为林地上林冠的阴影既不连续也不均匀。在阴影比较均匀的地方，漫射辐射的波长分布在一定程度上依赖于林冠密度和林型。在阔叶林复盖下，最大的光辐照度的波长大约是0.55微米（绿色），最小大约是0.67微米。在针叶树中，光辐照度从兰光末端向红光末端均匀地减少。上述二种情况都是近红外处的最大值大于可见光波长的最大值。

图3—16示明二种不同密度的阔叶林下，林地上可见光和近红外辐射的波长分布。因为

比较短的波长衰减比较大，所以在0.80和0.68微米处的最大和最小通量的比值随林冠密度的增加而增加。这个比值能作为有效林冠密度的指标用于各种目的。

利用Beer's定律的形式，建立林地上的总辐射通量与林冠上的总辐射通量关系式：

$$S_t（林地）= S_t \exp - KL \qquad (3—38)$$

L是林冠叶子、枝条和树干在地面单位面积上的投影面积（即太阳在天顶时的辐射光接受面积），K是衰减系数。该公式能用于计算林冠中任意高度上的平均通量，只要确定所指定的高度以上林冠的K和L值。因为精确估测关键性参数有许多困难，所以理论值和实际值相差甚远。

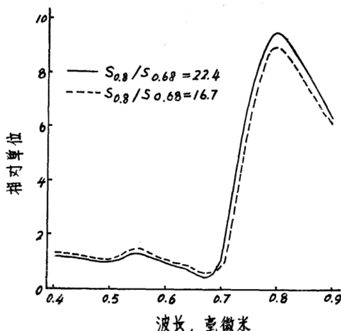


图3—16　两种不同密度的混交阔叶林下太阳辐射的典型光谱分布

3—3　长波辐射

长波辐射（$4<\lambda<100$微米）常常指的是“红外辐射”、“热辐射”或“地面辐射”。地球大气、地面上所有无机物质和有机体都能连续不断地放射长波辐射。进入的大气通量或逆辐射L_i常常小于地面往外放射出去的通量L_o；这意味着净通量L_n（或有效流出通量）代表从生物圈中损失的能量。在生物圈内，局地环境因子之间具有连续的长波辐射$\dot{L}_e$交换。

3—3a　大气放射

图3—17是晴天情况下，大气长波辐射的发射光谱。大气成分主要是氮和氧(占99%)，它们放射长波辐射很少。大气长波辐射主要来自水汽，二氧化碳和臭氧。因此，根据克希荷夫定律，在大气窗光谱区（约8—13微米），晴空发射辐射和吸收辐射都很弱。

根据斯蒂凡定律［（3．6）式］，大气长波辐射通量密度与近地面大气温度关系极密切，很明显，这是因为发射气体的浓度决定于温度，而且总辐射通量中的一半来自最低层100米以内。Idso和Jackson（1969）提出的公式也许是根据大气温度Ta°k计算Li的最好的通用公式。在晴空情况下，

$$Li = \varepsilon_a \Sigma T_a{}^4 \qquad (3.39)$$

式中大气发射率ε_a是

$$\varepsilon_a = 1 - 0.261\exp[-7.77(10^{-4})(273 - T_a)^2] \qquad (3-39)$$

解（3.39）式，作成图3—18，图上示明，在一般温度范围下，Li大约变化于0.3—0.7卡/厘米²·分之间，数值列于表A—9中。

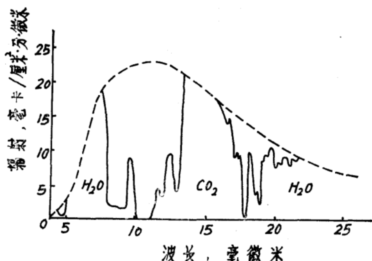


图3—17　大气长波辐射的发射光谱（虚线是263°K黑体发射）

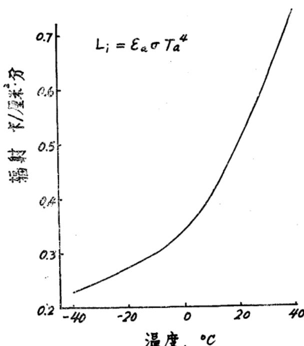


图3—18　晴空下的大气长波辐射（Idso和Jackson，1969）

因为所有这些经验公式的精确度仅仅5%，后来Swinbank又提出了一个更简单的形式，

$$Li = 1.20\sigma T_a^4 - 0.245 \qquad (3-41)$$

由式中看出，当温度在冰点以上时，附加一项实验值。从公式(3.41）中看出，在晴空情况下，明显地，大气发射率是

$$\varepsilon_a = 1.20 - \frac{0.245}{\sigma T_a^4} \qquad (3-42)$$

ε_a值变化于0.66（温度0℃）至0.84（30℃）之间。

因为通过大气的路程随天顶角Z的增加而增加，从地面上某一点观测，靠近地平圈的大气辐射比较有效。晴空和Z≤80°时，显然发射率ε_a'是Z和平均发射率ε_a的函数，并能用下式估测，即

$$\varepsilon_a' = \varepsilon_a + 0.096\ln(0.6\sec Z) \qquad (3-43)$$

当天顶角Z超过80°时，用sec Z计算的路程很不精确；当Z＝85°和90°时，sec Z值分别用10和40代替。Z＝53°，$\varepsilon_a' = \varepsilon_a$，当Z＝90°时，用（3．43）式可以予估$\varepsilon_a'$稍大于1。

云的辐射大大地超过晴空的辐射。当天空完全被云复盖时，Li按（$1-\varepsilon_a$）σT_a^4那样多增加。当天空部分被云遮盖时，用下式估测大气发射率，

$$\varepsilon_a(\text{多云}) = \varepsilon_a + (1-\varepsilon_a)c \qquad (3-44)$$

c是天空被云复盖的分数（即云量）。（3．44）式是近似式，它不能计算出不同云状之间辐射效率的变化。

3—3b 地面通量

地面发射的长波辐射通量是地面发射系数ε_s和地面温度的函数，根据（3．39）式，

$$L_o = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \qquad (3-45)$$

生物圈中的许多自然表面对吸收和发射长波辐射有很高的效率（$\varepsilon_s > 0.95$）。这意味着在多数情况下可以假定$\varepsilon = 1$，L_o可以直接从黑体辐射表中的数字取得。表5列出不同表面的某些典型的ε_s值。

（3．45）式中假定$\varepsilon = 1$所带来的误差明显地是（$1-\varepsilon_s$）σT_s^4。但是，根据克希荷夫定律，$\varepsilon_s = a_s$，因此，多数自然体（包括薄的叶子）不透过长波辐射，$1-a_s = r_s$，r_s是长波反射系数。这意味着来自大气的长波辐射输入通量的一部分$r_s = 1-\varepsilon_s$在地面上被反射出去。地面上真正输出的通量是

$$L_o = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \ (1+\varepsilon_s) \ L_i \qquad (3-46)$$

表3—5　　几种常见表面的典型长波发射系数

表　面	描　述　状　况	发射系数
水		
液态	垂直于表面	0.99
	平　均	0.95
雪、冰	冰　点	0.97
地　面		
沙地	干	0.95
	湿	0.98
泥炭	干	0.97
	湿	0.98
岩石	浅色砂岩	0.98
	黑色煤渣工	0.99
	石灰石，砾石	0.92
植　物		

草	典型的草场	0.95
	草　坪	0.97
作物	谷类，豆类	0.94
	棉花，烟叶	0.96
	仙人掌	0.98
	甘　蔗	0.99
森林	阔　叶	0.95
	针　叶	0.97
动　物		
毛皮、头发	田　鼠	0.94
	松　鼠	0.98
	野兔、狼	0.99
皮肤	人	0.98
其　它		
银	擦亮的	0.02
铝	薄金属片	0.05
黄铜	擦亮的	0.10
铁	擦亮的	0.30
木材（栎）	刨平的	0.90
灰色大理石	磨光的	0.93
橡胶	硬、光滑的	0.94
玻璃	平滑的	0.94
油漆	白色塘瓷	0.91
	黑色平滑漆器膜	0.96

非金属表面垂直入射时的平均发射系数约为96%，光滑的金属表面大约为120%。

换句话说，如果 $\varepsilon=0.95$，即地表面发射了黑体通量的95%，反射大气通量的5%；多数情况下，假定 $\varepsilon=1$ 所带来的误差是轻微的。如 $T_a=20℃$，$T_s=25℃$，$\varepsilon_s=0.95$，$\sigma T_s^4=0.641$卡/厘米²·分，L_o［（3．46）式］$=0.634$卡/厘米²·分，相对误差是－1%。

L_i-L_o是净长波辐射通量L_n，L_n经常是负值，它包括局地影响。林学家、生态学家以及

其它人，过去倾向于假定L_n十分小，其重要性可以忽略不计。当地面温度和气温相同时，L_n为-0.1卡/厘米^2·分左右，当地面温度和气温相差比较大时，L_n值从小于-0.3卡/厘米^2·分到大于0.1卡/厘米^2·分。图3—19上绘出了长波净辐射L_n与温度差（T_s-T_a）的关系曲线，L_n由（3．39）式和（3．45）式计算得到。

生物圈中的物体常常截留来自地面的长波辐射通量。截留通量L_e增加物体上的辐射收入。最简单的例子，平滑坡面上的长波辐射通量不同于水平面上的，因为坡面接受来自天空的和邻近地面的二部分辐射；按照（3—36）和（3—37）的相似形式，到达坡面上总的长波辐射是

$$L_i\text{（坡面）}+L_e\text{（坡面）}=L_i\cos^2\frac{i}{2}+L_o\sin^2\frac{i}{2} \qquad (3—47)$$

式中L_i决定于ε_a。在L_o中加上由相邻地面上所接受的L_e。在其它更复杂情况下，那么必须详细地分析生境的几何形。

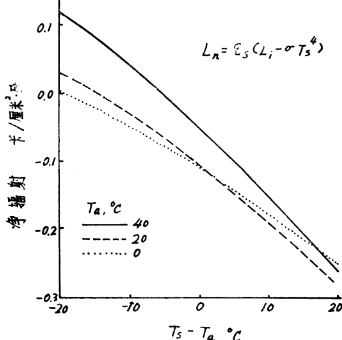


图3—19　长波净辐射L_n与温度差$T_s—T_a$的关系

3—4　几何形考虑

生物圈内的辐射能通量（卡/分）用特殊系统可能得到的、容易估测的净辐射能表示。简单最的系统是能用平面二维分界面描述的系统，分界面把辐射能交换分成二个半球（如图3—20a所表示的单位面积的陆地或水面）。在这一例子中，很方便地利用地面上单位面积的通量密度（卡/厘米^2·分）描述每一个通量值，这样净辐射通量密度是每个分量的代数和。

一个比较复杂的系统具有二个平面二维界面，这二个界面把辐射能交换分成二个明显的半球。例如，平坦的叶子或林冠层（图3—20b）就属于这种系统的例子。在这一例子中，

根据系统的投影面积描述每一个半球的通量（等于一个表面的面积），投影面积上的净辐射是每一面上的总和。

生物圈内的各个生物体对辐射能交换很少是平坦的表面；物体形状和暴露面的几何形常常引起复杂化，要作出简单的概括是十分困难的。此外，除了直接与其它表面接触的物体部分以外，辐射交换是球面的（图3—20c）；因为辐射通量分量的方向性变化，所以必须用生物体的总的表面面积使每项通量标准化，以便取得平均通量密度作为总通量，或用每一分量表示，或把净辐射作为总通量。

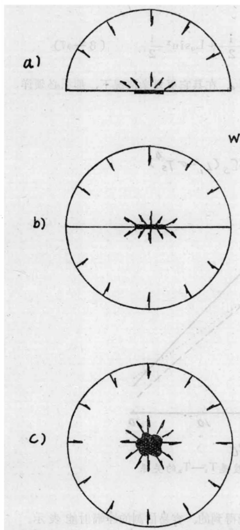


图3—20　辐射能交换的表面形式：

a，简单的二维空间分界面；

b，双重二维空间分界面；

c，三维空间分界面。

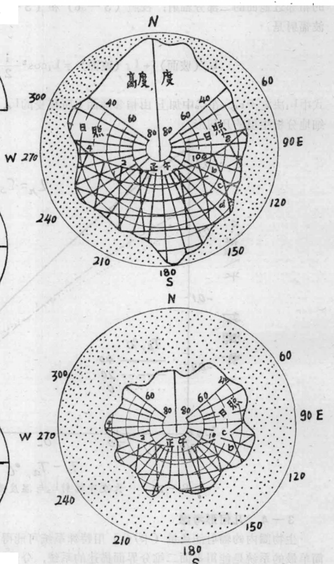


图3—21.　半球的遮荫效应：

上图，南北走向的山谷；

下图，小的林中空地

($\phi=40°N$)

3—4a　直接光辐射

生物圈内各种目标物所截留的太阳直接辐射，对多数辐射系统的日变化和节季变化，以及对辐射气候的空间变化都起着重要作用。在太阳光路程上，任意一个灰体投射的阴影剧烈地改变着阴影区的辐射气候。局部地形、密集的树冠和其它目标物引起阳光和阴影的分布复杂化，产生地面上的能量源区和汇合区，并影响生物过程。

了解生境的几何形，利用近似的方程式确定太阳的位置［（3．11）式和（3．14）式］可以分析判断出该生境有无太阳直接辐射。一种比较简单的方法是把太阳路径图(图3—6）和生境几何形的半球照片结合起来应用。图3—21示明南北走向的山谷和小的林中空地的阴影影响。从图上可以读出任一季节、晴天时直射光和阴影的时间周期。有关用光学描绘技术纪录生境几何形的比较详细的资料在9—1节中阐述。

在太阳光通路上的任一灰体，投射一个与光线的方向一致的阴影。阴影在水平面上的面积A_h乘以直接辐射S_b的水平通量密度，等于物体所截留的总通量，即

$$S_b（物体）=\frac{A_h}{A_b}\cdot S_b \qquad （3．48）$$

式中S_b（物体）是整个物体面积A_b上的平均通量密度。对简单的形状能用几何学方法确定$\frac{A_h}{A_b}$的比值，这些简单形状常常是一些不规则形状的近似；因此，$\frac{A_h}{A_b}$可以作为“形状因子”描述许多自然物体。实际上就辐射交换来说，针叶、树干和许多动物（包括人）当作圆柱形的，宽阔的叶子像平坦的盘子，树冠可看作园锥形的或球形的。

因为水平面上，直接太阳光辐射S_b的测定或估测十分方便，把（3．48）式和适当的形状因子结合在一起可以得到S_b（物体的）。对一个球体，形状因子$\frac{A_h}{A_b}=\frac{\sec Z}{4}$，对一个铅直园柱体（包括末端的影响），$\frac{A_h}{A_b}=\frac{\tan Z}{\pi}$。通常立着的人基本上是一个具有高度与半径比值为14的铅直园柱体，对直接光辐射来说，近似的形状因子是$0.3=\tan Z+0.03$。对一个倾斜的平坦盘子$\frac{A_h}{A_b}=\frac{\cos Z'}{\cos Z}$［（3．34）式］。其它形状的形状因子的表达式可以从文献中取得（Monteith，1973）或直接测定。

3—4b 漫射辐射

非点光源辐射到达生物圈表面的分量包括短波通量S_d、S_e和长波通量L_i、L_e。按前面论及的，把每个通量确定为水平面上的量和倾斜面上的量，也就是说，在不存在障碍物的情况下，把每一个通量源区限止在一个半球内。局部的生境几何形状和辐射体位置导出实用上重要的二个特殊例子。局部障碍物增加S_e和L_e项的重要性；当升高辐射体的高度时，它受到来自二个半球的辐射通量。

例如，考虑一个与树顶呈仰角i的小园形林中空地中心的地面，假定所有辐射源是各向同性的，因此单位立体角漫射通量不随方向而变化，当i角增加时，根据相互关系，S_d和L_i减

少，S_e和L_e增加。

$$S_d+L_i\text{（地面）}=(S_d+L_i)\cos^2 i \quad (3.49)$$

从林中空地中心看，因为S_e是森林St的函数，L_e是L_o的相似函数，

$$S_e+L_e\text{（地面）}=(rSt+L_o)\sin^2 i \quad (3.50)$$

上述二式相加的总和是林中空地中心非点辐射源的总通量密度。

森林边缘，$i=0°$和相反方向$i=90°$的方程式分别为：

$$S_d+L_i\text{（地面）}=0.5\,(S_d+L_i) \quad (3.51)$$

以及

$$S_e+L_e\text{（地面）}=0.5\,(rS_t+L_o) \quad (3.52)$$

（3．51）和（3．52）式中的视角因素是0.5，该值相当于（3．49）式和（3．50)式中$i=45°$的情况，二个方程式的总和是森林边缘总的漫射辐射（此值也等于铅直园柱体在无障碍的地平圈上各方向的总量）。

3—5 净辐射

生物圈中任一点的净辐射R_n就是精确量测各种过程的能量交换和转化所产生的总结果，为此，有时把R_n称为辐射平衡，这是一个基于能量守恒原则的便于记忆的术语。一般而言，除去赤道以外，白天和夏半年$R_n>0$，夜晚和冬半年$R_n<0$。

净辐射的一般方程式方便地表达为

$$R_n=\text{输入通量}-\text{输出通量} \quad (3.53)$$

当有能量输送到面上时，R_n为正号，方向相反时，则为负号。在生物圈中，一般温度下，白天经常净短波辐射$S_n\geq 0$，净长波辐射$L_n<0$，（3．53）式常常写成

$$R_n=S_n-L_n \quad (3.54)$$

记住习惯上正符号代表什么很重要，也有反常出现，各作者不一致。

把（3．53）和（3．54）式展开，以便区分出各个辐射分量，利用公认的符号表达为：

$$R_n=a\,(S_b+S_d+S_e)+\varepsilon\,(L_i+L_e-\sigma T_s^4) \quad (3.55)$$

对一个不透明的表面来说，短波吸收系数$a=1-r$，对一个半透明目标物，$a=1-r-t$。夜间，短波项S_b（光）、S_d（漫射）和S_e（环境）都是零，水平无障碍的平坦面上S_e也常常为零。长波发射系数ε（等于长波吸收率）同样地适用于L_i（进入大气），L_e（环境）和输出发射通量。这些量多数情况下可被省略。在某些情况中，如闭合林冠下，L_i为零；水平无障碍的平面上L_e常常为零。用实际数值代入（3．55）式中时，那么每一项都必须用目标物表面面积的平均通量密度表示。

通常，某一生境的净辐射和输入的短波辐射之间具有紧密的线性相关。这一点可以从（3．55)式中推论，短波项、输入的长波通量随生境方位和几何图形而变，L_o是表面温度的函数，a和ε是表面的辐射特性。图3—22示明标准观测站上24小时辐射总量的月平均值与总辐射S_t的相关（德国汉堡，$\phi=53.5°N$）；相关系数>0.99，回归方程是

$$R_n=0.71S_t-41 \quad (3.56)$$

当S_t小于60卡/厘米²·日时，那么$R_n<0$。

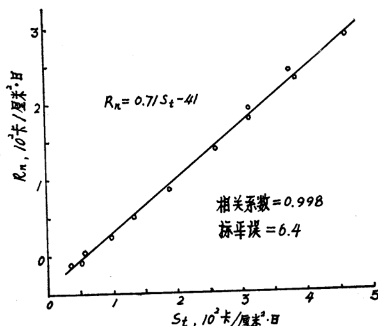


图3—22　北纬53.5°草地表面上日净辐射的月平均值与总辐射S_t的关系

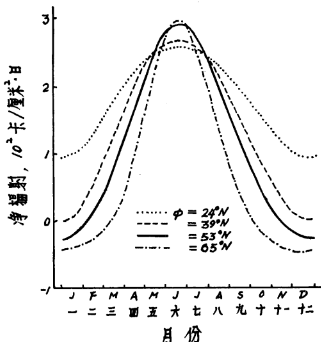


图3—23　各纬度上平均每日净辐射的典型的季节变化
(取自Budyko的资料，1974，大陆气候)

全球各种表面状况的类似的相关已被取得。回归系数随云量多少和表面热力和辐射性质而变化。在阔叶林冠上，（美国新罕布什尔地区）晴空每年和每日不同时间的R_n和S_t的瞬时值可用下式计算，即

$$R_n = 0.826S_t - 0.127 \quad (3.57)$$

该式标准误约为0.03卡/厘米^2·分。反射系数由0.17(绿林冠)到0.13（落叶、无雪）和0.23（落叶、有雪）的季节变化，明显地被伴随发生的长波辐射通量L_o和L_i的系统变化补偿，因为L_o和L_i是地面和大气温度的函数。

3—5a　短时间的变化

一般来说，水平无障碍物的平坦地面上，平均净辐射的季节变化型式和总辐射一样。中纬度地区，年变化型是典型的钟形，$R_n<0$的时间长短随纬度增加，实际上，日与日之间由断断续

续云量引起的变化当然要考虑。

晴天或阴天，由日出到日没的净辐射日变化型和总辐射一样，遵从正弦变化。多云日子的变化可能十分反复无常。夜间，$R_n = L_n < 0$；通常，$R_n < 0$ 的时间与日没到日出的时间相吻合（图3—24）。白天和夜间，R_n的绝对值随云量都减少。

（3．55）式中的所有的通量分量均受坡面方位的影响，可是对太阳直接辐射S_b的影响常常最显著。坡面上净辐射的一般日变化型通常比较相似。因此，S_b如同图3—13和3—14所示的那样。然而，当辐射达最高峰以前，西坡上已有较长的增热时间，这样西坡地面增热比较大，所以改变东西坡的对称性。在温度比较高的情况下，L_o（一）比较大，R_n比较小。在水平地面上可发现类似的效应，离正午二个相等的时期，午前的R_n大于午后的。

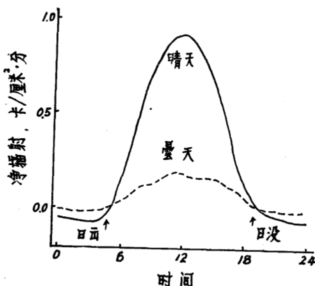


图3—24　　晴天和多云日子所有波长净辐射的典型的每小时变化

3—5b　辐射分量

在很少量的观测站上，按常规方法测定了净辐射的各个分量。图3—25示明西德汉堡地区多年总辐射$S_t = S_b + S_d$的平均月总量、反射短波辐射$S_r = rS_t$，长波净辐射L_n和所有波长的净辐射。6月，短波净辐射$S_n = (1-r)S_t$、长波净辐射的绝对值$|L_n|$和R_n都达到全年最高，21月最低；春季地面比较裸露时，短波反射系数最小，冬季有雪复盖时最大。

图3—26示明反射率和决定L_o的表面热特性都影响净辐射。假定a＝0.85（森林复盖）和a＝0.75（邻近空旷地），在同样的气候下，白天，整个森林的R_n显著地比较大，这是因为净短波通量较大，净长波通量的绝对值较小（表面温度比较低）。夜间，林冠上R_n也比较大（负值小）。虽然表面上看起来是矛盾的，但这是事实，在这一例子中，白天林冠表面温度比较低，R_n比较大。上述矛盾也可以用森林消散所吸收的能量的能力比较大来解释。

林冠对辐射是半透明体，在树梢高度以下，林冠闭合高度处，白天净辐射最大，夜间最小。图3—27示明夏季晴天云杉林内和林冠上不同高度处R_n的典型的日变化（Baumgartner 1956）。$R_n < 0$ 的时间由林地上的约3小时增加到近树梢处的10小时。

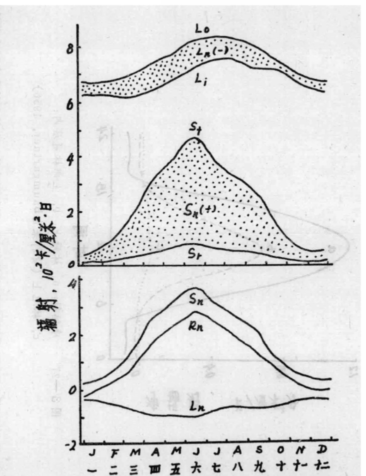


图 3—25 德国汉堡（$\phi=53.5°N$）辐射能交换的各个分量

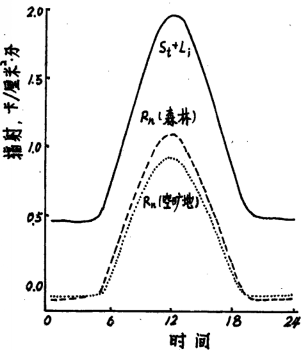


图 3—26 林冠上和相邻空旷地估测的总输入辐射和所有波长的净辐射

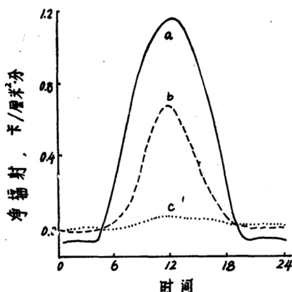


图 3—27　净辐射：a，林冠上；b，上部林冠层内；c，林地上（资料来自Baumgartner，1956）

短波和长波辐射的局部环境通量增加了坡地上、局部低洼地、山谷和林中空地上总的热量输入。地面上暴露的目标物接受来自各方面的辐射能，但是因为它们的表面面积比较大，R_n的平均通量密度小于地面上。目标物或生物体的几何图形是一个关键因子；当太阳靠近天顶时，水平扩展增加的R_n大于铅直扩展增加的R_n，但是当太阳靠近地平圈时，比较大的铅直扩展同样增加R_n。夜间，暴露在地面上的目标物，R_n比较大（负值较小）。

第四章 可感热

4—1 输送原理

根据分子运动理论，从亚微观尺度上看，热是机械能的一种形式。热力学第一定律，即能量守恒原理。它说明各种形式的能之间精确地相等，也就是说热量的机械守恒（1.00克—卡＝4.19焦耳）。定律说明物体内或相接触的物体间，和热量输送过程一样，动能也允许转化。

绝对温度是内能水平（分子平均速度）的任意测定，并保证分子平均速度为零时，绝对温度也同时等于零。根据热力学第二定律，只有当物体之间内能水平存在差异时，才能发生输送，输送方向常常是从比较高的能量水平到低的。这意味着热能流动也是从温度较高的物体到低的，流动方向类似于电流，电流也是从电压高的流向电压比较低的一方。

热量由一个物体输送到另一个物体未必一定伴有物体温度的变化。任意物体由固体→液体→气体发生相变时要求吸收热量，但并不伴随温度增加；相反的相变可以释放热量也不伴随温度变化。与相变相联系的能量输送是潜热通量；与温度变化相联系的能量输送是可感热通量。

传导和对流是不同于辐射的能量交换过程，它要求输送介质。当介质没有发生质量运动时，固体、或不动的气体和流体通过直接的热量接触产生传导。反之，对流是依靠流体内的质量运动而产生的内能输送。

传导或对流产生的可感热输送率Q可以很方便地用垂直于输送方向上介质的单位横断面表示。单位面积上的通量（卡/厘米^2·分）与具有一定距离的高温（Ts）物体（源）和低温（T）物体（汇）间温度变化率成正比。在稳定情况下，确定温度剖面后可以得到ΔT，于是

$$Q=-h\ (Ts-T)\ =-h\Delta T \qquad (4.1)$$

h是热量输送系数（卡/厘米^2·分·℃），负号表示热量由源地输出。（4.1）式简单到靠不住的地步，因为输送系数必须用数量表示输送介质在空间、热力、状态方面的所有特征。

根据介质的二个面之间的温差，利用（4.1）式确定Q。就一个已知的介质容积来说，根据介质平均温度的时间变化ΔT_t有时可以比较方便地确定平均通量Q。然而，$\frac{Q}{\Delta T}$决定于介质的导热率，而$\frac{Q}{\Delta T_t}$决定于介质的热容量。

4—2 热性质

物质热性质是由经验取得的术语，常常被用来描述生物圈中特殊情况下的可感热流动速度和热反应。其中最有用的术语是导热率、比热、热容量和热扩散率。在表4—1中列出了一般文献中已经报导的生物圈内某些自然物质的这些参数值。

自然物质很少是纯粹的或同质的；这意味着普通名词只能作为热力性质的近似向导。何况，一个已知物质的性质随水分含量的变化很大。生物圈中水是无处不存在的，它的一般热力性质特别重要。

表4—1　　某些自然物质的典型热力性质

物　质	容积密度 ρ (克/厘米³)	比　热 C 卡/克·度	热容量 ρc 卡/厘米³·度	导热率 K 卡/厘米·分·度	热扩散率 α=K/ρc 厘米²/分
银	10.5	0.06	0.59	58.0	98.2
铁	7.9	0.11	0.83	9.6	11.6
混凝土	2.3	0.21	0.48	0.66	1.4
岩石	2.7	0.18	0.49	0.42	0.86
木材	0.6	0.30	0.18	0.02	0.11
水	1.0	1.00	1.00	0.09	0.09
冰	0.9	0.50	0.45	0.36	0.80
雪(陈)	0.8	0.50	0.40	0.24	0.60
雪(新)	0.2	0.50	0.10	0.02	0.20
空气	0.0012	0.24	0.0003	0.0036	12.5
粘土10%水	1.7	0.24	0.40	0.09	0.22
20%水	1.8	0.28	0.50	0.16	0.32
30%水	1.9	0.32	0.60	0.19	0.31
沙土10%水	1.7	0.26	0.44	0.15	0.34
20%水	1.8	0.30	0.54	0.28	0.51
30%水	1.9	0.34	0.64	0.31	0.48
泥炭10%水	0.4	0.55	0.22	0.015	0.070
20%水	0.7	0.74	0.52	0.041	0.078
30%水	1.0	0.82	0.82	0.062	0.076

导热系数K（卡/厘米·秒·℃）是用4.1式来描述通量Q的一个比例因子

$$Q = -\frac{K}{Z}(T_s - T). \qquad (4.2)$$

因此 $h = \frac{K}{2}$，式中Z是温度为T_s和T之间的距离。如果不了解K的来龙去脉，K的量纲是

使人误解的；热流量与时间间隔和温度差别成正比，但与距离成反比。（4.2）式是一个确定比例因子的差分方程$Q=-K(\frac{dT}{dZ})$的积分形式。

通常，生物圈内介质的导热率随温度只有少量变化，但是随水分含量的变化很大。尤其静止的液态水的导热率大约是空气的25倍（表4—1），因为在有机物质或土壤中，水代替了空气，导热率将增加。在极端情况下，可以5—10倍地增加。

热能单位（卡）是以液态水的比热为基础，水的比热为1.0卡/克·℃。任何一种物质的比热是单位质量的物质，温度增加1℃所需要的能量。生物圈中没有一种物质的比热比水的比热大；这意味着一个物体的水的含量增加，那么它的比热也成比例地增加。

用容积表示物体的热反应要比质量方便得多。质量和容积的关系，即密度ρ(克/厘米³)，它随不同的物质变化很大，生物圈内以空气密度0.001到各种土壤颗粒和岩石的密度2.6或更大一些。一种介质的容积密度是所有成分加权的平均密度。

比热和密度的乘积是物体的热容量ρc（卡/厘米³·℃），也可以称为单位容积的比热、热容量或容积热容量。尽管某些普通物质的密度比较大，液态水的容积热容量还是最大。单位容积的液态水，温度增加一度所要求的热量大约是同体积空气的3500倍。任一混合物的热容量是各成分加权热容量的总和（根据体积的份数）。

介质中任意一点的温度变化与输入的能量成正比，与热容量成反比。热扩散系数α（厘米²/分）也是介质的一种特性，它描述温度穿透速度。α是导热率和热容量之比。当土壤中水分比较低时，热扩散率一般随水分含量而增加，当土壤水分比较高时，可略为降低。

4—3 大气状态

大气是一种具有分子量大约29克的流体。在标准气压（p＝1013毫巴）和温度（T＝273°k）下，大气的密度ρ为29克/22.4升或1.29千克/米³。在任何情况下，密度表达式为

$$\rho=\frac{0.348p}{T} \qquad (4.3)$$

式中ρ的单位是千克/米³，p为毫巴，T为°k。因为p和T二者都随高度增加而降低，在生物圈中密度ρ常常介于0.7至1.3千克/米³之间，即$0.7<\rho<1.3$千克/米³。表4.2中列出了一般环境条件范围下，用4.3式求出的干空气的密度；在相同的温度和压力下，湿空气比干空气轻（水汽分子量18）。

在生物圈内一般状况下，空气分子运动的平均速度是$(0.3p/\rho)^{0.5}$米/秒（p用毫巴，ρ用克/厘米³），或500米/秒。分子之间经常碰撞，碰撞的平均距离（平均自由路径）小于0.1毫微米。这种高速的分子运动对空气的粘滞性，不同运动速度的空气层间的动量输送、“静止”空气中可感热传导等各方面都起作用。

通过近地面空气薄的边界层内的分子扩散（传导），平滑地面和周围空气之间发生可感热传递。地面上空气流速是零，由于空气的粘滞性减小了地面以上的空气流速，这就产生摩擦阻力。当空气作片流运动时（流体平行于地面），动量和热量的分子交换占优势；但是风场中，从物体前沿某一临界距离起，片流被破坏，边界层变成湍流。

表4—2　　空气密度（千克/厘米³）与温度、气压的关系

温度 (℃)	气压 (毫巴)				
	1000	900	800	700	600
−35	1.46	1.32	1.17	1.02	0.88
−30	1.43	1.29	1.15	1.00	0.86
−25	1.40	1.26	1.12	0.98	0.84
−20	1.38	1.24	1.10	0.96	0.83
−15	1.35	1.21	1.08	0.94	0.81
−10	1.32	1.19	1.06	0.93	0.79
−5	1.30	1.17	1.04	0.91	0.78
0	1.28	1.15	1.02	0.89	0.77
5	1.25	1.13	1.00	0.88	0.75
10	1.23	1.11	0.98	0.86	0.74
15	1.21	1.09	0.97	0.85	0.73
20	1.19	1.07	0.95	0.83	0.71
25	1.17	1.05	0.93	0.82	0.70
30	1.15	1.03	0.92	0.80	0.69
35	1.13	1.02	0.90	0.79	0.68
40	1.11	1.00	0.89	0.78	0.67
45	1.10	0.99	0.88	0.77	0.66
50	1.08	0.97	0.86	0.75	0.65
55	1.06	0.96	0.85	0.74	0.64
60	1.05	0.94	0.84	0.73	0.63

近地面层中，气流对风场内小目标物传递过程的影响，相当于均匀厚度、完全静止的空气层所产生的影响。这个假设的静止空气层的有效厚度δ，与气流方向上物体的特性尺寸d成正比，与自由风速成反比。如果δ已知，δ代替（4.2）式中的Z，得

$$Q = -\frac{k}{\delta}(T_s - T) \qquad (4.4)$$

对流交换相当于通过一个静止空气层的传导。δ不能直接测定，根据经验确定或从已知的空气特性中推论。把风场中的小型目标物比作简单的几何形状（平坦的平面、园柱体、球），

那么临界参数已知，δ作为d和u的函数，可计算而得（见4—5节）。

在粗糙表面上，如林冠上的空气运动是一种独特的湍流，因为气流的机械减速很容易克服造成片流的粘滞力。在湍流风场中，气流的速度和方向脉动快，一定要用统计方法来表示气流的特征。在均匀粗糙的水平陆地表面上，如果机械力占优势和温度梯度很小（浮力不重要），近地面平均风速随高度增加呈对数增加。

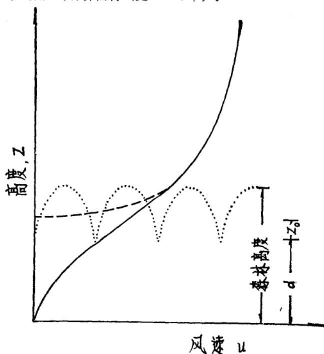


图4—1 林冠上和林冠内风速的理想铅直剖面

利用所示的参数，中性稳定状态下风速的廓线(图4.1)可用下式描述，即

$$u_z = 2.5U_* [\ln(z-d) - \ln Z_0] \quad (4.5)$$

U_z是Z高度上的平均速度，d是零点平面位移（湍流交换开始的表面高度），Z_0是糙率长度或粗糙参数，d = Z以上的距离，就是在图4.2上，把直线外推到u = 0处相应ln (z－d) 纵轴上的距离。湍流速度或摩擦速度U_*与水平动量的垂直通量有关，$2.5U^*$是图4.2上直线的坡度；$2.5U_*/(z-d)$是风速随高度的变化率。常数2.5是Von Karman常数的倒数（约[illegible]），它是近地面高度Z处的旋涡大小或有效混合长度（=0.4Z）的测定值。

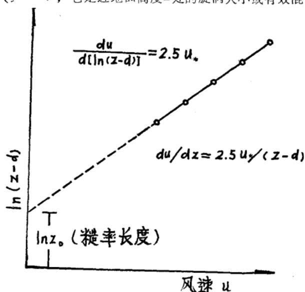


图4—2 中性状态下林冠上观测的风剖面的图解分析

风剖面参数d和Z_0必须用经验决定，甚至在理想情况下，要得到精确的结果也是困难的。林冠对风的机械力的反作用明显地改变了理想的剖面。d和Z_0的近似值能用植物高度h来表示即d = 0.63h和Z_0 = 0.13h (Monteith, 1973)，这种近似值是以各种林分类型和风状况下取得的平均值为基础的。

就可感热交换来说，风剖面的形状是重要的，因为切应力τ（动量垂直通量/面积）与U_*有关，同样还与动量湍流输送系数K_m有关，就是说

$$\tau = \rho U_*^2 = \rho k_m \frac{du}{dz} \quad (4.6)$$

因为$\frac{du}{dZ}=2.5U_*/Z$，

$$k_m=0.4U_*Z \tag{4.7}$$

因此通过模拟，热量湍流输送系数$k_h=k_m$，地面单位面积上热量铅直通量是

$$Q=-\rho ck_h\frac{dT}{dZ} \tag{4.8}$$

上面的模拟是不精确的，假定k_h/k_m是不变的或是常数所带来的误差可能是显著的。林冠上应用空气动力学方法会有更多的困难，甚至更不可靠。

地面糙率的不均匀、地形影响和大气非中性稳定相联系的浮力效应干扰了风剖面的对数形状（图2.2）。根据特有的大气状态为基础，为了确定各种稳定情况下的k_m，这方面已作了许多尝试，譬如

$$k_m=0.17\left(\frac{Z}{\varphi}\right)^2\left(\frac{du}{dZ}\right) \tag{4.9}$$

假定φ是与稳定度指标有关的一个函数，稳定度指标能根据风速和温度梯度直接计算。在非中性情况下，k_h/k_m比值变化也很大（在不稳定情况下$k_h>k_m$，稳定情况下$k_h<k_m$）。

近地面空气湍流引起的可感热输送效率远大于分子扩散。地面以上几公尺内，湍流和分子输送系数的比例k_h/α大约是10^4。这说明近地面薄薄的静止空气层中温度梯度比较陡，这一层中分子扩散供给的可感热总通量必须与边界层外面湍流过程所输送的相等（见2—4节）。

4—4 热传导

传导是生物圈内一种重要的热量传递机制。当增热的时期（白天、夏季），一般来说传导提供了一个能量汇合区，当冷却的时期则提供了一个能量源区。这样，地面上的矿和有机物质起了短时间的仓库和水库的作用，缓和了近地面的气候。植物和冷血动物，内能生产率低，有机体表现为被动的传导者。热血动物产生比较大的内能，几乎总是贡献热能给周围环境。

地平面上生物圈的热容量是比较小的。如考虑树高20米的森林，单位面积上具有500立方米/公顷或5.0立方厘米/平方厘米的总的有机物质（主要是木材），在平均湿度状况下，这些质量的热容量大约0.5卡/厘米^3℃，或投影的地面面积上的2.5卡/℃·厘米^2。一个具有热容量2.5（10^{-4}）卡/厘米^3℃的20米高的气柱(地面上2(10^3)厘米^3/厘米^2)，通常气柱的表面有0.5卡/厘米^2℃的总热容量。因此，地面上森林材积的总热容量大约3.0卡/厘米^2℃。森林温度增加10℃要求总能量是30卡/厘米^2。这些能量相当于夏季晴天中午时30分钟的太阳辐射量。

土壤、岩石和水体的热容量几乎是不定的，随其深度而变化。如1米深的湿土可以有50卡/厘米^2℃的热容量，当白天湿土经受缓慢增温时，可以吸收净辐射的大部分。因而明显地看出，在生物圈中，下层是主要的热量贮存的仓库。

4—4a 平坦的分界面

把通过传导过程输入土壤或从土壤中输出的热量，可以设想为通过地面单位横截面上的

通量或通量密度B（卡/厘米²·分）。这种理想情况只有在单方向流动时才是正确的（一度空间热量传递）。对土壤或对任何平坦的表面，如建筑物的屋顶或墙等，这是一种可靠的近似。

由于介质缺乏均一的热力性质，使生物圈内分析一度空间传导的形式复杂化。土壤导热率和容积热容量随土壤密度ρ、湿度和有机体含量而变化。在自然土壤剖面中，这些特性通常随深度有很大变化。均匀介质的形式方程式对描述自然物体的热量流动和温度振动的近似型式，或从温度观测确定热力性质的平均值，都是有用的。

土壤剖面的任一参考面上

$$B = -k\frac{dT}{dZ} \tag{4.10}$$

$\frac{dT}{dZ}$是温度梯度。因为昼夜的增热有循环性，通常温度随深度变化是非线性的（图2—6和4—3）。在实际工作中，如果测定了足够数量的各深度处的温度，就可以相当精确地确定某一瞬时的剖面，事实上任一规定层或厚度ΔZ的温度梯度是线性的。某一层（4.10）式的常定状态是

$$B = -\frac{k}{\Delta Z}\cdot\Delta T_z = -h_b\Delta T_z \tag{4.11}$$

h_b是对传导来说的热量传递系数，ΔT_z是穿过该层的温度差（向下传递是负的）。

事实上，土壤中常定状态的传导是罕见的，当增热过程时，B随深度增加，因为一部分通量被用于各层土壤的增热（通量散度）；在均匀土壤中（k和ρc是常数），B随深度的变化率是

$$\frac{dB}{dZ} = -\rho c\frac{dT}{dt} \tag{4.12}$$

$\frac{dT}{dt}$是温度随时间的变化率。在规定的时间间隔内，把累积的总通量散度通常称为热贮存量；厚度为ΔZ的任一剖面层，单位横断面上，

$$B(\text{贮存的}) = -\rho c\Delta Z\Delta T_t \tag{4.13}$$

ΔT_t是该层内平均温度增量。当冷却时，ΔT_t是负的，贮藏库释放出热量到传导流中。

把（4.10）和（4.12）式结合起来，它表示温度随时间变化和深度之间的关系：

$$\frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho c}\frac{d^2T}{dZ^2} \tag{4.14}$$

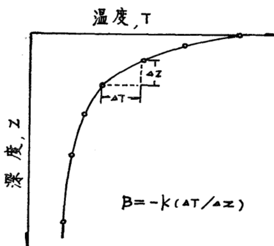


图4—3 土壤的铅直温度剖面（典型的白天情况）和热传导

土壤中任意一点的温度随时间的典型变化能用地面温度T_s假定为正弦波曲线来描述，与2.5式类似。在这种情况下，解（4.14）式，便可得出任意深度Z的温度振幅aT_Z

$$aT_z = aT_0 \exp(-Z/n\alpha^{0.5}) \qquad (4.15)$$

aT_0是地面上日或年振幅，α的单位是厘米^2/分，$n=21.4$（日的）$n=409$（年的）。$Z=n\alpha^{0.5}$是阻尼深度，温度振幅是aT_0e^{-1}，或$aT_0(0.37)$；$Z=\pi n\alpha^{0.5}$，相对振幅是$e^{-\pi}=0.04$（e是自然对数底$=2.718\cdots\cdots$）。

土壤中任一深度Z，它的最高和最低温度出现时间落后于地面，落后时间Δt与Z成正比，与$\alpha^{0.5}$成反比；昼夜的落后以小时计为

$$\Delta t = \frac{Z\left(\frac{12}{\pi}\right)}{n\alpha^{0.5}} \qquad (4.16)$$

年的落后以日计为$(365)^{0.5}\Delta t = 19.1\Delta t$。在阻尼深度$Z=n\alpha^{0.5}$深度处，$\Delta t=\frac{12}{\pi}=3.82$小时（或73天）；在$Z=\pi n\alpha^{0.5}$深度处，时间落后12小时（或180天），因此最高温度出现在夜里或冬季。图4—4示明理想土壤中日振幅的特点和时间落后的效应（热扩散率随深度是常数）。

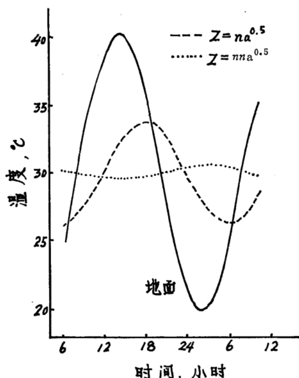


图4—4　理想土壤中温度的变化和时间落后效应

4—4b　几何形状

当物体内部产生的热量忽略不计，输入或输出三度空间物体的常定状态的热传导能用表面层二边的温度差表示，如（4.11式，或用物体平均温度的变化表示，如(4.13)式。上述情况下，表面层的外部面积大于内部面积，传导层的有效厚度从Z增加到Z'，(4.11)成为

$$B = -\frac{K}{Z'}\Delta T_Z \qquad (4.17)$$

$\frac{Z'}{Z}$的比例决定于物体的形状；如果物体是一个半径为r的球形

$$\frac{Z'}{Z} = \frac{r}{r-Z} \qquad (4.18)$$

$\frac{r}{Z}=10$时，$Z'=1.11Z$。如果是圆柱形，则

$$\frac{Z'}{Z} = \frac{r}{Z}\ln\frac{r}{(r-Z)} \qquad (4.19)$$

因此，$\frac{r}{Z}=10$时，$Z'=1.05Z$。如果（4.17）式用于热血动物中（产生热量的生物体），ΔT_Z一般是负的（传导朝向表面），能把Z当作皮、羽毛或毛的绝热层厚度。

热量贮存方程式（4.13）适用于三度空间的物体，该式除了物体内含的体积与面积之比，即$Z=\frac{V}{A}$必须清晰说明以外，内部的热量产生可忽略不计。对简单形状来说，$Z=\frac{V}{A}$的比值能用几何方法确定。如果是球形，

$$Z=\frac{V}{A}=\frac{\frac{4}{3}\pi r^3}{4\pi r^2}=\frac{r}{3}$$

对一个园柱形（包括末端）来说，$Z=\frac{r}{2}$；对一个正立方体$Z=\frac{1}{6}$。

热传导类似于电流；用静电学类推〔(4.2)式和(4.17)式〕，$\frac{K}{Z}$（或$\frac{K}{Z'}$）$=h_b$是介质的电导率，它的倒数$\frac{Z}{K}$（或$\frac{Z'}{K}$）是电阻r。在一个由许多层组成的介质中，常定状态下，每一层的导热率必须相等，即

$$B=-\frac{\Delta T_Z}{r} \tag{4.20}$$

这意味着每一层的温度差与电阻r成正比，$B=\frac{\Sigma\Delta T_z}{\Sigma r}$；图4—5示明三层介质中的影响。

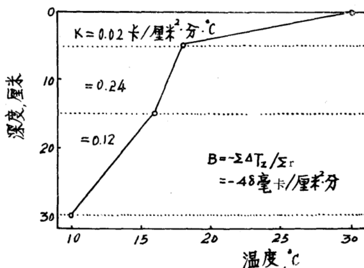


图4—5 分层介质中的常定状态传导

4—5 热对流

当气流移动经过活动面时，就发生了生物圈内的能量对流，活动面是辐射能交换的主要高度。增热时，通常活动面比大气暖（净辐射为正，冷却时，活动面比大气冷（净辐射为负）。当地面比空气暖的时候（典型的白天状况），对流说成是负的，因为能量由地面流向大气；地面比空气冷的时候．能量流动方向和符号都相反。

从地面产生的对流包括二个阶段：（1）通过近地面一个薄薄的静止空气边界层靠分子扩散发生热传导，（2）在比较高的高度上，通过空气的质量运动产生了真正的对流和湍流扩散。当常定状态流动时，每一层或过程的每一阶段热量通量率相同（图4—6）；根据(4.4)和(4.8)式，单位面积上的对流率H（卡/厘米²·分）是

$$H = -K\frac{T_s - T_a}{\delta} = -\rho c k_h' \frac{\Delta T}{\Delta Z} \qquad (4.21)$$

Ta是边界层外边的气温，$\frac{\Delta T}{\Delta Z}$是薄的自由大气层的温度梯度，这一层的湍流输送系数是K_h。有时把ρK_h值称为交换系数（Austausch）。气流内小目标物的对流速度在很大程度上受表面大小和形状的影响，这二者决定了某种风场条件下的边界层的厚度δ。

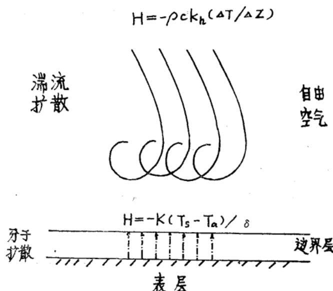


图4—6 常定状态对流的二个阶段

4—5a 边界层

由(4.21)式看出，小目标物的对流速度与边界层厚δ成反比。由于δ判据的重要性导至许多研究，目的在于用特征尺寸d，即平坦表面的直径或宽度，或球和园柱体的直径来确定δ值。比值$\frac{d}{\delta} = Nu$，Nusselt数为比较相似物体间的对流速度提供了一个无量纲参数。

边界层的对流方程可摸拟静电学来说明，

$$H = -\frac{K}{\delta}(T_s - T_a) \quad (4.22)$$

式中$\frac{K}{\delta}$是电导率。因此，利用Nu

$$H = -\frac{KNu}{d}(T_s - T_a) \quad (4.23)$$

用于对流的热量输送系数

$$h_c = \frac{K}{\delta} = \frac{KNu}{d} \quad (4.24)$$

边界层热量输送的有效厚度决定于风速u、浮力、惯性力和粘滞力，这些力控制了一个特殊的风场。在各种情况下，Nu是分子动量系数和热扩散系数比值的函数，即Prandtl常数，$Pr = 0.71$（适合于空气）。在强迫对流中，一地的空气运动是受外力或机械力的作用引起的，Nu也是雷诺数的函数，雷诺数是惯性力与粘滞力之比，$Re = 6.6ud$（20℃内，大约是每℃变化－0.6%），式中u的单位用厘米/秒，d是厘米。局地浮力引起气流的自由对流中，Nu也是Grashof数的函数，Gr是浮力和惯性力的乘积与粘滞力的平方之比；在20℃时，$Gr \approx 157d^3 (T_s - T_a)$（在20℃时，大约是每变化一度为－1.2%）。

比较浮力和惯性力，或者$\frac{Gr}{Re^2}$的比值，能近似地把强迫对流系统和自由对流系统区分开，即

$$\frac{Gr}{Re^2} = \frac{3.6d(T_s - T_a)}{u^2} \quad (4.25)$$

当浮力占优势时（较大的比值），用下式决定边界层厚度，

$$Nu = f(Pr, Gr) \text{自由对流} \quad (4.26)$$

当惯性力占优势时（小的比值）

$$Nu = f(P_r, R_e) \text{强迫对流} \quad (4.27)$$

图4—7示明Monteith（1973）根据经验提出的系统的划分；在$0.1 < \frac{Gr}{Re^2} < 16$的范围内，可以用二种方法确定Nu，选择较大的数值估测δ和H。

利用（4.26）和（4.27）式估测Nu大小时，人们通常假定在生物圈内一般情况下，边界层内的气流是片状的。这个假定是以风洞试验为基础而得出的，试验指出，强迫对流中，当雷诺数大约超过10^5时，在起始片状气流中开始出现湍流。然而，起始湍流风场的临界雷诺数比较小，以可获得的证据为基础估测Nu，首先比较不同大小和形状的目标物之间的相对对流速度是有用的。

因为Pr = 0.71（用于空气的常数）Nu可以作为Gr的函数（自由对流）或雷诺数（强迫对流）而得到。表4—3列举了利用各种形状的物体的Gr值（在片状气流和湍流气流中的自由对流）而得到Nu值，包括扁平的物体、各种方向的园柱体和球体（Gates, 1962; Monteith, 1973）；表中还列出了各种d和$\Delta T = T_s - T_a$相结合下的δ和h_c值。除了风速u比较小和地面——大气的温差比较大的情况以外，一般由自由对流引起的热量输送比强迫对流小得多。

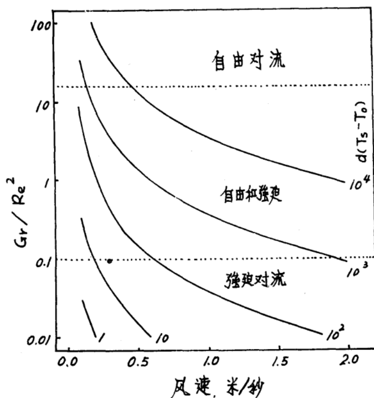


图4—7　自由对流和强迫对流状态的区分

在强迫对流情况下Nu = f（Re）。表4—4列举了作为Re函数的Nu，包括层状流动和湍流流动二种情况，对平面、园柱体和球体的各Re数范围的Nu值；表上还有用于落叶树叶子的典型状况的（平坦的、片状的气流）δ和hc值。图4—8表明，在层状气流和湍流气流中，u和d受来自平坦表面强迫对流的热量输送系数的影响。

表4—3　用特征尺寸和温度差表示自由对流参数（$Gr = 157d^3\Delta T^a$）

表　面／状　况	Nu	d/ΔT（厘米/℃）	δ（厘米）	hc（毫卡/厘米²·分·℃）
片流（$Gr^{0.25} = 3.54d^{0.75}\Delta T^{0.25}$）				
平面[b]				
上　表　面	$0.50Gr^{0.25}$	0.5	0.48	7.6
		1.0	0.57	6.4
		5.0	0.85	4.3
下　表　面	$0.23Gr^{0.25}$	0.5	1.03	3.5
		1.0	1.23	2.9
		5.0	1.84	2.0
圆柱体（$10^4 < Gr < 10^9$）				
水　平　的	$0.48Gr^{0.25}$	0.5	0.50	7.3
		1.0	0.59	6.1
		5.0	0.88	4.1
竖　立　的[c]	$0.58Gr^{0.25}$	0.5	0.41	8.8
		1.0	0.49	7.4
		5.0	0.73	4.9
球面（$Gr < 10^9$）	$2 + Gr^{0.25}$			
湍流（$Gr^{0.33} = 5.4d\Delta T^{0.33}$）				
平面（$Gr > 10^5$）		ΔT	δ	hc
水　平　的	$0.13Gr^{0.33}$	1	1.42	2.5
		5	0.84	4.3
		10	0.66	5.4
圆柱体（$Gr > 10^9$）				
水　平　的	$0.09Gr^{0.33}$	1	2.06	1.7
		5	1.21	3.0
		10	0.96	3.8
平面，圆柱体（$10^9 < Gr < 10^{12}$）				
竖　立　的	$0.11Gr^{0.33}$	1	1.69	2.1
		5	0.99	3.6
		10	0.78	4.6

表 4—4 用特征尺寸和风速表示强迫对流参数 ($R_e = 6.6ud$)

表面类型，R_e值范围	Nu	u/d (1/秒)	δ (厘米)	hc 毫卡/厘米²·分·℃
平坦面				
(a) $R_e < 2\ (10^4)$	$0.6R_e^{0.5}$		$0.65(d/u)^{0.5}$	$5.5\ (u/d)^{0.5}$
		10^{-1}	2.06	2
		10^{0}	0.65	6
		10^{1}	0.21	17
		10^{2}	0.06	55
		10^{3}	0.02	174
(b) $R_e > 2\ (10^4)$	$0.032R_e^{0.8}$		$6.9d^{0.2}/u^{0.8}$	$0.52u^{0.8}/d^{0.2}$
圆柱体				
(a) $0.1 < R_e < 10^3$	$0.32 + 0.51R_e^{0.52}$		d/Nu	K/δ
(b) $10^3 < R_e < 5\ (10^4)$	$0.24R_e^{0.6}$		$1.34d^{0.4}/u^{0.6}$	$2.68u^{0.6}/d^{0.4}$
球面				
(a) $R_e < 300$	$2 + 0.54R_e^{0.5}$		d/Nu	K/δ
(b) $50 < R_e < 1.5(10^5)$	$0.34R_e^{0.6}$		$0.95d^{0.4}/u^{0.6}$	$3.8u^{0.6}/d^{0.4}$

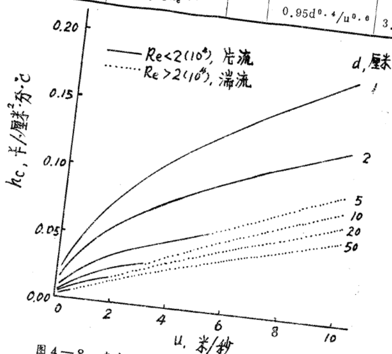


图 4—8 来自平坦面强迫对流的热量输送系数

4—5 b 外层

生物圈内近地面薄边界层的外部存在着一个比较厚的外层，在这一层中风速随高度呈指数增加。这一层内空气经常是湍流运动，铅直方向依靠湍涡输送动量、热量、水汽、CO_2和灰尘等等。对流引起的热量铅直通量H可写成

$$H = -\rho c\overline{WT} \tag{4.28}$$

$\overline{WT}$是铅直风速W（旋涡速度）与温度乘积的平均。实际应用中，用4.8式的形式比较方便，即

$$H = -\rho c K_h \frac{dT}{dZ} \tag{4.29}$$

式中湍流输送系数K_h从风速剖面中得到。

如果从二个高度Z_1和Z_2处的测定中获得$\frac{dT}{dZ}$，对流速度可以用温度差ΔT和高度差ΔZ表示，如同（4.21）式中一样，或者，如果K_h利用风速剖面参数表示，方程式成为

$$H = -\frac{0.17\rho c\Delta T\Delta u}{\left\{\ln\left[(Z_2-d)/(Z_1-d)\right]\right\}^2} \tag{4.30}$$

对流率也可以用热量输送系数h 表示．$h_c = \rho c\frac{K_h}{\Delta Z}$，因此$H = -h_c\Delta T$〔类似于(4.1)式〕。

第五章 潜 热

5—1 能量关系

能量是作功的能力。就亚微观尺度来说，作功或者增加分子平均运动的动能（水温），或冲破分子结合力（即分子越出）引起位相变化（固态→液态→气态→固态）。位相变化过程中消耗的能量被称为潜热。

生物圈中，一般水的位相变化伴随着巨大的能量交换。融化单位质量的冰所要求的热能称为融化潜热L_f，变化于80卡/克（℃）至63卡/克（-30℃）之间。L_f随温度的变化几乎呈线性（图5—1），实际上

$$L_f = 80 + \frac{5}{9}T \qquad (5.1)$$

式中T为℃。在低温情况下，绝对变化率比较大，（5.1）式不太精确。

蒸发潜热L_v是单位质量水蒸发时所吸收的能量，大约变化于615卡/克（-30℃过冷水）至575卡/克（40℃）之间。除了十分低温的情况以外，实际上L_v与温度呈线性负相关（图5—1），即

$$L_v = 597 - \frac{5}{9}T \qquad (5.1)$$

水由固态直接变为汽态要求的总能量为L_f和L_v二者之和，称为升华潜热L_s。因为L_f随温度增加，L_v随温度降低，实际上L_s是常数。（5.1）式加（5.2）式则得

$$L_S = L_f + L_v = 677 \qquad (5.3)$$

在温度低至-80℃的所有温度范围内，上述数值都精确到1卡/克。

冰的融化或升华，液态水的蒸发，在地面上产生热量汇合区，因为这些过程从周围环境中吸收能量。当相反过程时，冻结或凝结伴随结露或霜时，潜热再被释放。高层大气中，大量水汽凝结形成云；在生物圈中，热量吸收过程占主导地位。

地面上水汽的蒸发、升华和凝结包含着能量输送和质量输送。大气中的水汽输送在许多方面类似于热量输送。在土壤和其它物体中，以及近地面有效静止空气薄层中（边界层），都出现水汽的分子扩散，反之，自由大气中湍流扩散是优势过程。然而，不管什么机制，利用相当的能量通量L_vE或L_sE（卡/厘米^2·分），可以估测质量通量E（克/厘米^2·分）。

5—2 蒸发原理

蒸发是由液态水转换成汽态的物理过程。当水与不饱和的大气相接触时就发生蒸发。在生物圈中，不管是土壤内部、动物体内的肺脏、或是植物叶子，或在潮湿表面的外部都可以发生蒸发过程。水从有生命的植物器管内部表面上蒸发，继之又从植物体内向外扩散，称为蒸腾。相反，聚集在叶子、茎杆和森林地被物上的降水称为截留，这一部分降水逐渐蒸发，因此，很难确定蒸发水的源地，把蒸发与蒸腾的总通量称为蒸散。

蒸发是一个十分重要的环境过程，因为它包含着大量的质量交换（每日每平方米5千克

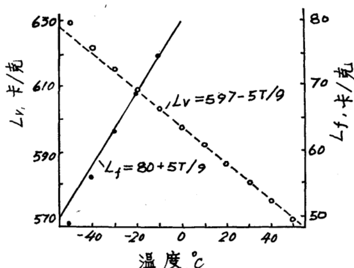


图5—1　蒸发潜热（水）L_v（o）和融化潜热L_f（·）与温度的关系

是平常的），并常常控制着生物圈中的能量状态。从一种意义上说，蒸发很简单，是一个物理现象，它影响气候和限制生物体生长和生存的局地性。广意上讲，植物群落对改变蒸发体系具有重要意义，因此可以考虑运用生物措施控制蒸发。

在自由水面上，水分子连续交换保证水面上的水汽饱和。潮湿表面上，水汽施加的一部分压力称为饱和水汽压e_s，e_s是温度的函数〔（2.6）式，表A.1〕。当e_s大于周围的水汽压e_a时，水汽有从水面向外扩散的趋势（即水汽压由高值指向低值），扩散稳定率等于蒸发率E。

静止空气的水汽分子扩散类似于热传导。热传导中，热量通量与温度梯度和导热系数的乘积有关〔（4.10）式〕。水汽扩散中，通量E与水汽密度梯度和扩散系数D_v的乘积有关，即

$$E=-D_v\frac{d\rho_v}{dz} \tag{5.4}$$

式中ρ_v是水汽密度（克/厘米^3）。生长季时，D_v的典型值是0.25厘米^2/秒，D_v随温度和气压p的变化常常可以忽略不计。对实际应用来讲，下面近似式已经完全满足，即

$$D_v=\frac{210+1.5T}{p} \tag{5.5}$$

式中温度T用℃，气压p用毫巴。图5—2示明环境状况范围内D_v的变化。

5—2a　边界层

（5.4）式的常定状态的形式类似于（4.22）式（对流），可以利用水汽密度差写成下列形式，即

$$E=\frac{D_v}{\delta_v}(\rho_s-\rho_a) \tag{5.6}$$

式中ρ_s是蒸发面上的水汽密度，ρ_a是蒸发面以上距离δ_v处的水汽密度。δ_v是水汽扩散的边界层有效厚度，对移动气流中的小目标物来说，$\delta_v=\delta$；

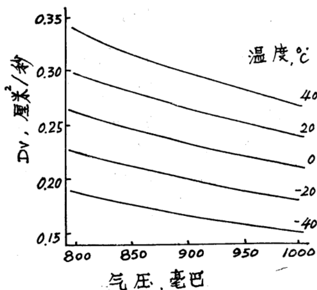


图5—2
空气中水汽扩散系数D_v与气压和气温的关系

$$\delta_v = \frac{\delta}{(\alpha/D_v)^{0.33}}$$

$$= 1.04\delta \qquad (5.7)$$

因为α/D_v的典型值近似于0.89（$\frac{\alpha}{D_v}\approx 0.89$）。用表4.3和4.4上的数据和上述（5.7）式可求得δ_v。

令$\Delta\rho_v = \rho_s - \rho_a$；利用空气对水汽扩散的阻力$r_a = \frac{\delta_v}{D_v}$，（5.6）式常常可以写成

$$E = \frac{-60\Delta\rho_v}{r_a} \qquad (5.8)$$

式中ρ_v的单位是克/厘米³，r_a的单位是秒/厘米，E的单位是克/厘米²·分。利用能量交换L_vE（卡/厘米²·分），

$$L_vE = -\frac{60L_v\Delta\rho_v}{r_a} \qquad (5.9)$$

常常用相当的水汽压差$\Delta e = e_s - e_a$估测水汽密度差；利用（2.7）式的气压一密度关系式，（5.8）式成为

$$E = -\frac{0.013\Delta e}{r_aT} \qquad (5.10)$$

式中e的单位是毫巴，T为°k。或以能量单位表示，

$$L_vE = -0.013\frac{L_v}{T}\cdot\frac{\Delta e}{r_a} \qquad (5.11)$$

当温度为20℃（T = 293°k）时，$\frac{L_v}{T} = 2.00$，它随温度的变化小于0.5%/℃，因此

$$L_vE = \frac{0.026\Delta e}{r_a} \qquad (5.12)$$

当温度为10—30℃之间，精度在5%以内。（5.10）和（5.11）式中的温度T应取蒸发面温度和环境气温的平均值。

5—2b 外层

边界层以外，水汽输送主要是湍流交换。为了估测湍流交换通量，已经设计了许多方法，多数方法是以蒸发面上几公尺内的测定值为基础，最早的一个方法是根据水汽压差

$\Delta e = e_s - e_a$的简单关系为基础，即

$$L_vE = -cL_v\Delta e \tag{5.13}$$

式中c是风速u的线性函数或指数函数。一般情况下，u和e_a是潮湿表面以上2米高度处的测定值，根据表面温度估测e_s。这种"质量输送"方法首先被用于池塘或水库上，获得了每日或每月的L_vE的估测值，系数c一般仅适用于特殊的生境和季节。

许多基本的方法是模拟涡度相关法和气体动力学方法〔（4.21）、（4.28—4.30）式〕。模拟涡度相关法，由4.28式得到

$$L_vE = -\rho L_v \overline{wq} \tag{5.14}$$

式中q是比湿，模拟空气动力学方法，由（4.21）式得到

$$L_vE = -\rho L_v K_v \frac{\Delta q}{\Delta z} \tag{5.15}$$

式中k_v是水汽湍流输送系数（$k_v \approx k_h$）。利用风速剖面参数，由（4.30）式得到

$$L_vE = -\frac{0.179 L_v \Delta q \Delta u}{\left\{ l_n \left[\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right] \right\}^2} \tag{5.16}$$

一种能避免估测k_v困难的简化方法是以Bowen比值为基础，该比值等于$\frac{H}{L_vE}$，如果$k_v = k_h$，把（4.21）式除以（5.15）式，则得

$$\frac{H}{L_vE} = \frac{c\Delta T}{L_v\Delta q} = \beta \tag{5.17}$$

ΔT和Δq是地面以上二个特殊高度z_1和z_2之间所测定的T和q的差值。因为常常能假定净辐射R_n完全消耗于传导、对流和潜热通量，即

$$R_n = B + H + L_vE \tag{5.18}$$

则

$$H + L_vE = R_n - B \tag{5.19}$$

把（5.17）式代入（5.19）式，得到

$$L_vE = \frac{R_n - B}{1 + \beta} \tag{5.20}$$

（5.20）式中要求的观测值是R_n、B、ΔT和Δq。这是通过取代（5.18）式获得H的方法之一。

5—2c 蒸发因子

生物圈中的蒸发率E决定于（1）水的"可得性"，（2）源区和汇合区之间水汽压差的大小，（3）输送机制的效率。如果以能量交换过程看，L_vE决定于可以供给潜热交换的能量转变速率。由于天气的反复无常和地面参数的剧烈变化，它们与大气互相作用产生了形形色色的微气候，使得测定因子间的关系很复杂。

除长期水体以外，对蒸发来说，水的可得性在很大程度上决定于降水总量和频率。降水量各地变化很大，即使在局部地区，降水量也是地形、生境几何形和局地风系等相互作用的函数（第八章）。无论如何，重力引起的水的运动使山谷中或其它局部低地中的水的可得性

趋于最大。用于蒸发的水的有效可得性也决定于（1）水是否接近于活动面，活动面上能量比较充足和输送过程比较有效，（2）水与可利用能之间的短暂关系，（3）生物圈对水运动的阻力。可见，即使潮湿地区，某种生境上用于蒸发的水的相对“可得性”决定于大气状态和生物圈的特性等二方面。

蒸发面和周围大气间的水汽压差e_s-e_a是决定蒸发率的一个基本因子。对某一气团来说，周围水汽压e_a相对地是一个常数，并可被严格地当作一个大气因子；事实上，e_a随气温〔(2.7)式〕和地面蒸发略微增加。不管怎样，蒸发面上的水汽压e_s（常常假定为饱和水汽压）是蒸发面的温度的函数〔(2.6)式表A.1〕。任何一种能增加辐射能输入和表面温度的特性和环境，也必然会增加e_s和e_s-e_a（因为e_a相对来说是不受影响的）。一般地说，反射率、导热率和热容量比较低的表面，太阳辐射接近直射的方位都有产生较高的表面温度、水汽压差和蒸发率的趋势。

供水分交换的输送机制的效率也受表面特征的影响。在复杂的地形中，各方位之间风速变化很大。局地风系、小范围的地形特点和植被间的相互作用产生了风大的生境和隐蔽生境等等的复杂排列。在任何一个动力学模式中，对自然地形的粗糙度特性未作理想的解释。由(5.5)式看出，分子扩散系数D_v随温度仅略微增加，但是局部表面增热对空气浮力和热力湍流的影响是毫无疑问的。

土壤和死亡的有机物质的蒸发基本上是一个变干过程，当这个过程进行时，它减少表面上水的“可得性”。实际上，在一个开始是潮湿的物质中，表面完全变干延长了扩散路径（类似于边界层厚度增加δ_v）并增加了水汽流动的阻力。自然，这种情况下有使蒸发率减小的趋势；同样地，在典型的白天情况下，水汽的密度差$\Delta\rho_v$减小，因为温度和ρ_s（或e_s）二者均随深度递减。

图5—3示明变干土壤的相对蒸发率。在典型的变干情况下（晴天、夏季），潮湿表面的起始蒸发率很快。在细团粒结构土壤中，液态水通过毛细管可以向表面移动，减缓变干过程。但是最终液态水面降低和蒸发减少，开始时蒸发比较急剧，随后因为扩散路径延长，蒸发就缓慢下来。快速变干数日后，蒸发率变成十分小；在粗粒土壤或沙砾上，蒸发率很快就减小。

蒸发因子是相互依赖的。这种情况可能存在，譬如，水汽压差或净辐射增加一倍，蒸发率也增加一倍（所有其它因子不变化，这是理论假设），各种因子通常是一齐起作用的。一个因子变化，其它因子也受影响，这是经常的情况；例如，c〔(5.13)式〕或k_v〔(5.15)式〕急剧增加，伴随的一定是Δe或Δq的减少，而且L_vE的相应变化会小于由公式简单分析得出的假定值。

5—3 蒸腾原理

密集的林冠，其次是其它的植物复盖都能有效地遮蔽下面的地面免受太阳辐射和风的影响。这样“活动”面就升高到水集中的高度以上，并许少了低层的蒸发。不过，在活着的植物中，水随液态水势的梯度$\Delta\psi$，通常从土壤传至根、杆茎和叶，并在叶子内液体和大气分界面上出现蒸发。这种蒸发过程，加上水汽扩散到外部大气中的过程被称为叶子的蒸腾。水汽很少通过多汁的茎和其它植物器官的表皮扩散出去，实际上，木本植物的全部蒸腾都通过叶子发生。

林冠适于以惊人的速度蒸腾水汽。在温暖的日子，以林冠投影面积计，每平方米上总的

水损失量可超过5升。1944年Hoover测定的一个例子中，整个生长季内，林地上每天水损失的平均速率超过2升/米²。某些生态学家已经假设蒸腾是一种“不可避免的祸害”，因为快速的蒸腾并不改良叶子的营养状态（kramer，1969），在不存在蒸腾冷却的情况下，致命的叶面温度很少达到。然而，这个假定是有缺点的，Gates（1965）和其它人已经作了验证。蒸腾不仅保证了光合作用所要求的比较接近的适宜叶面温度，而且使剧烈的温度震动达到最小，起了缓冲机制的作用。

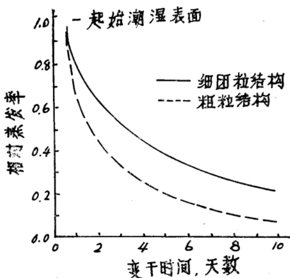


图5—3

不断变干情况下裸露土壤上的相对蒸发率

生态学家和其它人还有另一种假设倾向，他们认为，在同一大气状态下，不管树种和高度，只要都是反射绿光的植被构成的各种密集林分，它们的蒸发率都一样。植物群落的总蒸发量从来没有超过同一方位上，相似面积的潮湿土壤或水面上的蒸发量（kramer 1969）。这二个假定都是不正确的。后一个假设于5.4节中讨论；前一个假设既忽略了本节中所论述的生物遗传影响又忽略了不同植物型的粗糙度特性对湍流输送系数k_v〔（5.15）式〕的影响。

5—3a　植物机制

事实上，蒸腾是受物理和生物二方面控制的土壤变干过程。不管怎样，植物抽取土壤水和图5—3所描述的裸露土壤上的情况不一样。即使在密集的森林复盖下，开始时，潮湿土壤表面变干比较快，因为这是纯粹的物理蒸发过程，之后虽然蒸发减弱，但仍在活动。植物根系分布在土壤中相当大的深度，这意味着变干过程不完全局限于上部地表层。植物小根遍布于土壤中，可以预料到，在相当长的时期内，蒸腾会持续地大于蒸发。

当土壤水分减少时，蒸腾是否减弱？显然当土壤水确实被耗尽后，蒸腾很快就停止。众所周知，当平均土壤水势ψ大约低于－15巴时，植物根部吸收充足的水分维持叶子饱满的能力经常衰退。问题成为，土壤水分达到多少时蒸腾率受影响？Veihmeyer和Hendrickson突出地提出了这些问题，这些问题包含了对土壤水分定义的两种解释。

持久萎蔫点就是对植物来说，土壤水的可得性接近低水平。这个水分水平相当于大气相对湿度约99%时，土壤与之平衡的水量。相对湿度 rh（%）$=100\frac{e_a}{e_s}$，它和水势ψ的关系式是

$$\ln\frac{e_a}{e_s}=\frac{0.217\psi}{T} \qquad (5.21)$$

式中e_a和e_s是温度为T（°k）情况下的实际水汽压和饱和水汽压。为了把物理定律（5.21）

应用于植物和水的关系中，明显地，ψ和 $\frac{e_a}{e_s}$ 一定代表根部——土壤分界面处的情况。如果根系没有完全布满在土壤中，平均土壤水势的测定可能是不适当的。

当土壤含水量大于适当规定的数值时，植物根部就能以足够的速率从土壤中吸取水分保持叶子饱满，植物能生存；否则叶子就萎蔫，植物死亡。在可利用的土壤水范围内，土壤水势（$\psi_{土}$）对蒸腾率的直接影响受土壤水势对叶子水势（$\psi_{叶}$）的影响。液态水从土壤移至叶子随水势差 $\psi_{土}-\psi_{叶}$ 而定。因为这个差值不可能超过 $\psi_{叶}$ 的绝对值（假定 $\psi_{土}=0$），利用 $\psi_{叶}$ 可以估测直接的土壤水效应。

在一张叶片的蒸发面上，水汽压 e_s 通常假定等于叶面温度下的饱和水汽压〔(2.6)式，表A.1〕。不管怎样，当 $\psi_{叶}$ 小于零，e_a〔取自(5.21)式〕小于叶面温度下的饱和水汽压。这意味着叶子和周围大气水汽压差 $\Delta e=e_s-e_a$ 通常小于用其它方法假设的；事实上，多数情况下，减少是轻微的。

除沙漠植物以外，一般认为叶子水势很少小于－50巴。取 $0>\psi>-100$ 巴，实际上，$\frac{e_a}{e_s}$〔(5.21)式〕与ψ呈线性，因此，在生物圈中的一般温度范围内，叶子相对湿度 $rh_{叶}$ 为

$$rh_{叶}=100+0.07\psi_{叶} \qquad (5.22)$$

式中 $\psi_{叶}$ 的单位用巴（图5—4）。这意味着，即使 $\psi_{叶}=-50$巴，叶内蒸发面上的 e_s 将大于饱和水汽压的96%。因而，水汽压差Δe（叶减去环境）影响很小。可以断定，对植物来说，在土壤水可得性的正常范围内，土壤水分对蒸腾率的直接影响很小，影响的相对大小是：

$$\frac{100-rh_{叶}}{100-rh_{环}}$$

各种情况综合影响下的相对蒸腾率列于表5—1中：

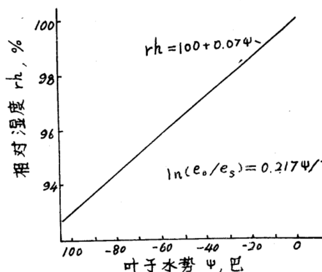


图5—4　叶内蒸发面上的相对湿度与叶水势的关系

土壤水势对蒸腾率的直接影响比较小，这一事实似乎处于争论中，因为有大量的经验证据毫无疑问地证实了这一点，对植物来说，在土壤水可得性的正常范围以上，蒸腾率和土壤水势之间密切相关。在解释明显的不同论点时，物理学家和其它科学家之间又连续地产生热烈的争议。考虑图5—5中所表示的4种理想情况是有帮助的。

Ⅰ.如果实生苗生长在容器中，保证小根完全遍布入土壤中，在比较恒定的环境条件下，以均一的速率连续地蒸腾直到土壤变干到某一临界水平。当达到临界水平时，蒸腾率急速降低，植物叶子衰退。

Ⅱ. 如果小根仅渗入到土壤的一部分，当平均土壤水分比较高时，蒸腾就下降了。在Ⅰ、Ⅱ二个例子中，假定直接蒸发在土壤变干过程中不起作用。

Ⅲ. 在例Ⅱ中，如果直接蒸发对变干过程很重要，甚至平均土壤水分比较高时，蒸腾加上蒸发都降低，因为

Ⅳ. 一旦表面变干，裸露土壤上蒸发就急剧地减少。

表5—1　　相对蒸腾率与环境湿度和叶水势的关系

环境相对湿度(%)	叶水势(巴)					
	0	−10	−20	−30	−40	−50
25	100	99	98	97	96	95
50	67	66	65	64	63	62
75	33	32	31	31	30	29

因为植物根系常常没有穿透到测定土壤水势或水分含量的剖面上，而且即使在密集的林冠下，也有直接蒸发，所以事实上土壤水分减少时，常常导致植物群落的水损失率降低。这些观测到的相互关系中的因果关系还不清楚，不管怎样，我们应该把注意力转移到比较关键的植物机制方面。水由土壤流到植物、流到大气是一个复杂的过程，它包括了叶子内由液态水转变到汽态水的位相变化，其中有物理过程和生理过程的相互作用；由于在确定水汽压差 $e_s—e_a$ 中，叶子的水势不太重要，水汽克服阻力 r_s 通过叶子气孔逸入大气只是一种生理控制。

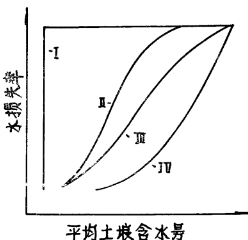


图5—5　四种理想情况下（解释在课文中）土壤上的水损失率

气孔调节的绝对必要性决不要误解为叶子的蒸腾率对减少土壤水势或增加植物对液态水运动不起作用。气孔运动对改变叶子水势 $\psi_{叶}$ 是敏感的。$\psi_{叶}$ 随供给叶子的液态水和蒸腾损失之间的差值而变化。当大气势比较大，迅速的蒸腾能降低 $\psi_{叶}$ 达到气孔开始关闭点，虽然那时液态水还是容易地从根与土壤分界面上得到。光和 CO_2 浓度也是有效的气孔调节者，土壤水的作用是一个简接因子与其它环境因子合在一起发生作用。

根据（5.12）式，蒸腾率 E_t 是

$$L_v E_t = -\frac{0.026\,\Delta e}{R_v} \tag{5.23}$$

式中 R_v 是边界层或空气阻力 r_a （$r_a=\frac{\delta_v}{D_v}$）和叶子或气孔阻力 r_s 的总和。在木本植物中，

气孔阻力r_s特别重要，因为r_s的数量级大于叶片上边界层阻力。同样地，r_s代表一种生物调节，这种调节在不同植物种之间有很大变化，它是叶解剖、年龄和物候的函数。以一天为基础，r_s随气孔对环境状况的反应而变化。

即使植物扎根在潮湿土壤中，当叶子承受过大的大气势时，气孔调节蒸腾明显地是一种保护手段。植物生理学的文献中已经记载了气孔的日变化规律。在最大的大气势下，不难找到植物活动的二个最高点和中午蒸腾率的低点（Beggetal, 1964; Ittner, 1968）。即使在人为控制的均一环境条件下，Ehrler, Nakayama和Van Bavel（1965）等人也已经观测到叶面温度r_s和E_t的短期变化。

5—3b　气孔模型

要维持正常的叶饱满，就需要调节气态水的损失。这种调节的生物机制是叶子的气孔系统。在一定水汽压差下，通过气孔扩散主要受叶孔大小、形状和气孔数目等因子控制，受边界层阻力r_a的影响比较小。

气体扩散理论指出，在充满空气的管子中，水汽移运速率与管子的横断面积$A=\pi s^2$成正比，与管子的长度L成反比。如果管子的长度L相对于半径S来说很大，那么抵抗气流的阻力r_a（单位横断面积上）是

$$r_a=\frac{\frac{L}{\pi s^2}}{D_v} \tag{5.24}$$

对于短的管子，类似于气孔，在每一个末端考虑一个附加阻力是很重要的，它等于$\frac{1}{4SD_v}$；CooKe（1967）和Monteith(1973)已经证明，这种修正仅适用于气孔的外口，如果气孔的密度（数目/面积）是n，则单位叶面积上的气孔阻力是

$$V_s=\frac{\frac{L}{\pi s^2}+\frac{1}{4s}}{nD_v} \tag{5.25}$$

（5．25）式能用来说明关闭气孔对气孔扩散阻力r_s的效应。取常数L＝10毫微米，$n=10^4$/厘米^2，$D_v=0.25$厘米^2/秒，那么（5．25）式转换成

$$r_s=\frac{12.7}{S^2}+\frac{1}{S} \tag{5.26}$$

S的单位是毫微米。S与L相比，当S比较小时，r_s与S^2成反比（或与气孔的横断面）；当S大时，r_s与S成反比（或与气孔的线性大小）。对于$0.1\leq S\leq L$的情况下，（5．26）式的解示于图5—6上。当气孔开始关闭时，$\frac{S}{L}$降低，r_s与$\frac{1}{S^2}$的相关更紧密。

在估测r_s的变化对蒸腾率的影响时，人们必须把r_s与边界层阻力r_a结合起来。根据4—5a节、表4—4和（5．7）式，在整个一片平坦叶子上（强迫对流，流线型的流动），水汽扩散的边界层厚度δ_v可写成

$$\delta_v=0.675\left(\frac{d}{u}\right)^{0.5} \tag{5.27}$$

式中u是风速，单位厘米/秒，d表示叶子特征的尺寸，单位用厘米。因为 $r_a=\frac{\delta_v}{D_v}$，并用(5.27)式代入，则得

$$r_a=\frac{0.675\left(\frac{d}{u}\right)^{0.5}}{D_v} \quad (5.28)$$

假定$D_v=0.25$厘米²/秒（常数）

$$r_a=2.7\left(\frac{d}{u}\right)^{0.5} \quad (5.29)$$

选择风速为0.5—10米/秒，叶子宽度1—20厘米，代入（5．29）式，求出r_a，列于表5—2中。

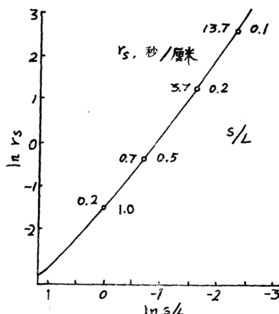


图5—6　气孔阻力r_s与孔的半径s的关系（长度L=10微米，单位面积孔数n=10⁴/厘米²）

表5—2　　边界层阻力r_a（秒/厘米）与风速和特征尺寸的关系

风速(厘米/秒)	特征尺寸(厘米)				
	1	2	5	10	20
50	0.38	0.54	0.85	1.21	1.71
100	0.27	0.38	0.60	0.85	1.21
200	0.19	0.27	0.43	0.60	0.85
500	0.12	0.17	0.27	0.38	0.54
1000	0.09	0.12	0.19	0.27	0.38

一片叶子上抵抗水汽输送的总阻力$R_v=r_a+r_s$，其中气孔阻力r_s常常占优势，因为森林树木中，一般地r_s最小值约为2—8秒/厘米（r_s的数量级大于r_a，表5—2）。在低矮的植被中，不管怎样，r_s最小值小于1秒/厘米不是罕见的，阻力中r_a占优势，特别在静风情况下（风速小），阔叶植物（d大）尤为如此。图5—7示明，在静风（$r_a=1.2$秒/厘米）和大风（$r_a=0.2$秒/厘米）情况下，对具有最小阻力$r_s=2$秒/厘米的一片叶子，气孔孔径对相对蒸腾率$\frac{1}{R_v}$的影响。

明显地，气孔不是一个整齐的圆形孔，从平面上看一般为椭圆形，在剖面上大致呈双曲线形。作为近似，可以假定$S=(a\ b)^{0.5}$，a、b是椭圆的半轴；因为气孔口（m）的a、b

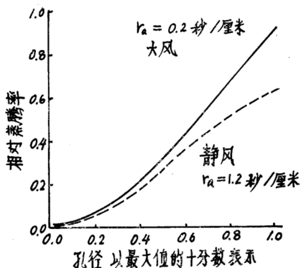


图 5—7　在无风或大风情况下，估测气孔孔径对蒸腾率的影响

常常大于咽喉处（t）的a与b，分别以a_m、b_m和a_t与b_t表示，即

$$S^2 = (a_t b_t)^{0.75}(a_m \cdot b_m)^{0.25} \qquad (5.30)$$

Penman和Schofield（1951）等作者已指出S^2可以作为一个近似的加权因子。众所周知，在面积相等时，水汽通过椭圆空的扩散比圆形为快，效应随椭圆偏心率的增加而增加。

气孔模式最好也只不过是一种初步尝试，企图表示不同叶子类型之间的扩散阻力差异，以及估测气孔的启闭效应。这些模式的精度常常是有问题的，除非通过实验进一步证实它，不幸地，实验资料贫乏。随着近代尖端测定技术的发展（第9章中讨论），气孔阻力的直接测定看来似乎是有希望解决的。

5—3c　林冠模型

单位水平面积A上的林冠的蒸腾是叶子总表面面积A_s上的各水汽通量之和，一般A_s大于A。叶面积指数$LAI = \frac{A_s}{A}$，经常用平坦叶子的投影面积来表示（单面的面积）。为了把叶面积指数LAI用于蒸腾研究中，不管怎样，规定A_s代表发生气孔蒸腾的叶表面面积（平坦叶子可以在一面或二面有孔）。

如果林冠上每个叶子的平均蒸腾率是$\overline{E}_t$，相应整个林冠的蒸腾率一定是

$$E_t = \overline{E}_t(LAI) \qquad (5.31)$$

同样地，如果$\overline{r}_s$是每个叶子表面的平均气孔阻力，那么林冠的总气孔阻力r_c一定是

$$r_c = \frac{\overline{r}_s}{LAI} \qquad (5.32)$$

从这个意义上来说，r_c代表林冠层产生的、对水损失的全部植物生理控制能力。这种简化就允许根据空气动力学理论估测林冠层阻力。

利用空气阻力，（4．21）式可写成

$$H = -\frac{\rho c \Delta T}{r_a} \qquad (5.33)$$

令$r_a = \frac{\Delta Z}{K_h}$。在这个方程式中$r_a$是高度$\alpha + Z_o$和Z之间而空动力阻力，假定$K_v = K_h$，

$$r_a = \frac{u_z}{u_*^2} \qquad (5.34)$$

K_h 可以从风速剖面中得到（4—3节）。假定阻力项对热量和水汽是相等的，观测的蒸腾率L_vE_t（土壤的直接蒸发＝0）可被写成

$$L_vE_t=\frac{\left(\frac{\rho c}{\gamma}\right)(e_s-e_a)}{r_a+r_c} \qquad (5.35)$$

式中γ（干湿表常数）$=CP/0.622L_v\approx 0.66$毫巴/℃。e_s是根据温度外推到高度$d+Z_0$处的水汽压值，e_a是高度Z处的水汽压。

除了对复杂地形中各种不均匀林冠应用风剖面理论极端困难以外，在确定林冠阻力r_c的实际值时，对（5．35）式和相似公式（5—4节）的有效性确实有许多理由值得怀疑。即使在密集的林冠下，林地上的直接蒸发也不能忽略，因为阻力与L_vE_t成反比，r_c通常被低估。同样地，林冠上可感热和潜热的明显的源区可能不在同一高度上，一般来说，上述二者的高度通常比$d+Z_0$为低（明显的动量汇合区）。这意味着，因为r_a取自风速剖面上，所以总的空气阻力或许被低估，r_c是估测过高，误差大小随可感热和潜热交换的相对大小而变化。

5—4 截留损失

被林冠截留的降水量形成一个与其它源地完全不同的水的蒸发源。截留的降水不仅直接暴露于大气中，而且遍布在一个很大的表面上，这个表面比其它任何形式的水面要大（例如，地面上的自由水的水池）。可以设想，在相同的大气条件下，截留水的蒸发率E_i将超过其它水源上的蒸发率。

利用一个简单公式，类似于（5—12）或（5—23），截留水的蒸发率L_vE_i可写成

$$L_vE_i=\frac{-0.026\Delta e}{R_v} \qquad (5.36)$$

因为水是从叶子的外表面蒸发出去，$r_s=0$，$R_v=r_a$。因此。在其它条件相同的情况下，截留损失与蒸腾之比必然为

$$\frac{L_vE_i}{L_vE_t}=\frac{r_s+r_a}{r_a} \qquad (5.37)$$

或利用$\frac{r_s}{r_a}=x$，$\frac{E_i}{E_t}=1+x$。因此，一般情况下，即使密集的林冠$x\geq 1$，那么作为第一近似值，可以假定$\frac{E_i}{E_t}\geq 2$。

正如前面指出的，不管怎样，蒸发现象的任何单因子分析都有过大的倾向。譬如，在此例中，截留水比较迅速的蒸发几乎一定会引起林冠温度降低，使表面上水汽压e_s比较小，$\Delta e=e_s-e_a$的差数也比较小。不过，松林中的实际试验得出，截留水的蒸发是相同环境条件下蒸腾率的4倍(Rutter，1967)；在被控制的情况下，1单株松树实生苗也得到$\frac{E_i}{E_t}=2.5$（Thorud，1967）。即使是草地（包括直接蒸发在内），当表面被湿润后的第一个小时，E_i明显地超过E_t百分之十六（McMillan和Burgy1960）。

在同一大气状况下，E_i超过水池或湿土表面上的蒸发并不是不可能的。事实上，如果表面温度相等，林冠上的E_i将超过自由水的蒸发。从空气动力学上来看，粗糙的表面（林冠）与承受相同水平风速下的平坦水面比较，那么粗糙面上的湍流输送系数K_v总是比较大。

当降水被林冠截留时，到达土壤上的总水量必然少。生态学家和其它学者已经提出疑问：进入土壤水分的减少是否实际代表土壤水的净损失，因为在截留蒸发期间，蒸腾率（土壤支出的水分）通常理应降低。实验资料指出，潮湿气候中的草和其它低矮植被净损失小。然而有林地截留损失常常是总损失量的三分之一或更多一些（蒸发加蒸腾），因此$\frac{E_i}{E_t}$一般是大于1，由此可作出结论，截留表示森林中土壤水分的净损失。

5—5 总的蒸发

对很多实际目的来说，不考虑水的直接源地或路径，只要取得生物圈的某一部分所蒸发的总水量的一般资料也是有用的。汽化水的总通量一般被称为蒸散，以V表示，它是$E+E_t+E_i$三部分的总和。显然，V代表着一个相当的能量通量L_vV，V也受到前面所讨论的相同的物理和生物限制，并能用相似项的公式来表示。

水的汽化或总蒸发起着二个明显的生态作用。作为一个能量的汇合区，蒸发对生物体或陆地的热力气候施加相当大的调节作用，作为质量通量，它直接参加生物圈的水分平衡。蒸发效应的二重性是森林小气候学和水文学联系的重要环节。

5—5a 水分平衡

当人们讨论液态水时，测定和估计水的体积，操纵水的移动本来是比较容易的。这一事实已经鼓励人们在蒸散研究中应用水分平衡方法，或在某些情况下不得不采用这种方法。一个适用于任何生物体或生物圈的某一部分的水分平衡方程式是一个简单的质量计算程序，它企图排除最难以捉摸的要素—经常的水汽流动。

讨论陆地部分蒸散时，常常选择液态水流向一个点的自然地形或水文单元（集水区或流域）。这样使地面径流量Q的测定如同河川中流速一样地容易，Q就代表总的液态径流，大大地简化了计算过程。如果不考虑地下水的流动，把降水量P作为流入一个自然流域的水量可以被测定（实际上用抽样方法）。P和Q的单位相同，经常用单位面积上的体积或深度表示。水分平衡方程式是

$$P=Q+V+\Delta S \tag{5.38}$$

ΔS是贮水量的变化（雪、土壤水和地下水）。

（5．38）式中每一项因子的定量值包含假定和观测的不稳定性远大于公认的。P、Q和ΔS能单独取得，一般长期平均来说，$\Delta S=0$，V作为剩余项计算而得，即

$$V=P-Q \tag{5.39}$$

即使在最严格的研究情况下，用上述方法得到的V的估计值仅仅精确到±15%（Lee, 1970），这方面已经作了试验。不管它的弱点，无论如何，用水分平衡方法估测自然地形的蒸发损失也许比任何一个理论或经验公式估测的要精确些。

水分平衡方法常常被应用于短期的各个小块地区，在哪里降水缺少的情况下，土壤变干率等于蒸发损失。在这个例子中，精确度受到土壤水分抽样方法的精度的限制，或许在更大程度上受到忽略了土壤水内部运动（进入或流出抽样带）这一假设的限制。附加的试验控制在某些方面可能有用，不过其中常常包含比较大的人为程度（见9—3c节）。

常常把由水分平衡研究取得的资料和各种理论近似方法结合起来，提出了一些经验精度和科学合理性不同的予报公式。所有这些公式都反映出是有用的，特别在气候均一的地区应用这些公式则更好。然而即使是最合理的公式化摸式，当它们被应用于生物圈的特殊情况时，有时也不比受过训练的推测好多少。

5—5b “可能的”蒸发

大约三十年以前，Penman（1948）和Thornthwaite（1948）二人似乎是独立地作了相当独创性的研究，提出了一个可能蒸发或蒸散的概念。如果没有更新的概念，这一概念仍然有价值的。不管怎样，人们一定会提出问题，该值取正号还是负号。

可能蒸散V_p的起始概念完全是直观的，从物理意义上讲似乎是完全不能解释。V_p是完全复盖地面的、同一高度的绿色作物，在水份充足供应的条件下，单位时间内水的蒸散总量（Penman，1956）。由于地面完全被遮荫，土壤上的直接蒸发假定忽略不计。

V_p概念是以三个粗放的概括为基础，虽然多次地反映出它的不完善，但在科学论文中含蓄地或明确地续继出现着：在科学论文中，可能蒸散率被看作（1）不受植物或土壤类型的支配，仅与不同的反射率有关，（2）决定于盛行天气，（3）不会超过相同天气条件下空旷水面的蒸发。这些范围广大的简化，特别是第二条，已经促使甚至在违背原先所要求的起码的限制条件下，也利用V_p概念。

通过理论分析和实验，原先概念中的某些弱点已被揭露。众所周知，如灌溉区向风的一边蒸散比较大，因为相对于下风位置来说，向风的一边增加能量供给，由于蒸发使下风位置上气流变冷。在这种类型的绿洲上，周围水汽压e_a不能用一般的气团（或天气）的特性来说，为了使V_p概念在每一点上都有意义（原先的意义）绿洲的范围必须充分大，即湿区很大足够消除显著的平流影响。

把V_p说成适用于“均一”高度的“低矮”作物是没有很大用处的，除非这一项能给出某些物理意义。确实，如果蒸发面不是均匀地潮湿和平滑，不能用湿度差值来代替物理理论所要求的湿度梯度。科学家们没有被这种限止所吓住，例如他们从低矮的草到不规则的林冠都导出了可应用的V_p公式；因为在任何情况下，矮不是一个富有意义的限制条件，当低矮作物长高时，通常消耗较多的水。

对“水从来没有不足”、“供给无限制”或“湿的”等直观语言赋于固定不变的意义是不可能的。譬如雨后，林冠表面是潮湿的，林冠蒸发损失比较多的水，并超过相同天气条件下蒸腾损失的水量（通过气孔扩散）。这是值得指出的，根据具有最小气孔阻力（与树木相比）的草地和其它作物上进行的试验为基础，以及土壤直接蒸发不能排除的情况下，V_p概念已经获得很大的力量。

在数年间，V_p概念的定义，甚至在应用方面还有进步，确定可能蒸发的基本条件是根据地面温度可以得到地面水汽压（Van Bavel 1966）。这意味着，如果把概念应用于植物覆盖中，那么气孔阻力或者必须是已知，或习惯地假定忽略不计。如果我们完全忽视植物生理的调节，根据适当的气象变量、地面的辐射特性和空气动力性质，能确定任何情况下的可能蒸发量；或者说，当地面潮湿和水汽流动无限制时，那么可能的蒸发值可以达到（Van Bavel，1966）。

以方程式表示的Van Bavel的V_p定义为

$$V_p = -\frac{fE_n + K_v \Delta e}{f + I} \qquad (5.40)$$

（5．40）式是Penman（1948）原始摸式的变种，式中$f = \left(\frac{1}{\gamma}\right)\left(\frac{de_s}{dT_a}\right)$，$E_n$是供$V_p$和H的净能量（利用相当的蒸发），$\Delta e$是大气温度$T_a$下的水汽压差值。在这个公式中（“结合法”），水汽输送系数K_v（取自风剖面理论）的精度，与E_n比较，重要性较小。对对实用来讲（忽略新陈代谢能，第六章），在能量项中包括平流，

$$L_v E_n = R_n - B = H + L_v V_p \quad (5.41)$$

（5．40）式基本上是用于区分对流热通量和潜热热通量的一种方法。

Van Bavel 的V_p定义丧失了蒸散的普遍性概念；简单地说，一旦所有其它能量源区和汇合区由计算取得，V_p（潮湿表面）是一剩余项。后者确实可用于任何表面。当然，为了计算表面上的任一湿度差值，Penman，Angus 和Van Bavel（1967）等人修改了方程式。这是概念的改进，它至少从理论上能说明潜热交换的植物生理调节。同时，修改后的方程式应彻底摆脱为维持V_p概念的粗放的概括；不幸地，这点没有做到。

5—5c　经验估测

假定潮湿土地上的蒸散决定于盛行天气，在这种肤浅的假设基础上已经提出了许多预报V_p的不严格的经验模式。因为这些模式一般都是根据润湿地区或灌溉土地上P—Q的平均值与气象要素之间的相关中导出的，所以它的精度一般地随所取平均值的时间间隔和被应用的地区的大小而增加。不幸地，这些模式固有的局限性没有阻止某些研究者把它们用于局部地区和短时间的预报中。

应用最广泛的经验公式或许是Thornthwaite（1948）所提出的，他根据平均气温提出了一个复杂的V_p表达式，对每日以12小时来说，

$$V_p = 0.533\left(\frac{10T_a}{I}\right)^a \quad (5.42)$$

式中I粗略地与年平均气温成比例，a是I的三次函数，V_p是温度为T_a（℃）时的每日蒸散量（毫米/日），除了计算值的大小量级正确以外，关于模式的精度，Thornthwaite 没有要求，然而人们很相信并常常应用它。因为也没有理由期望Thornthwaite 模式比其它任何模式好，因为比较简单的模式实际上得到同样的预报效果，所以不必过分强调这个模式的当前应用。

Holdridge（1962）和Hamon（1963）提出了一个简单的V_p表达式，并被生态学家和工程师们所采用。Holdridge 的公式是：

$$V_p = 0.161T_b \quad (5.43)$$

式中T_b是日平均生物温度（即0℃以上的气温），V_p的单位是毫米/日。Hamon's方程式以白天12小时计算，公式是

$$V_p = 0.165\rho_s \quad (5.44)$$

Hamon公式是利用平均气温下的饱和水汽密度ρ_s，ρ_s的单位是克/米^3。很明显（5．43）式和（5．44）法的计算结果差不多一样，因为T和ρ_s的数值大致相同。

当土壤水分已知时，常常假定V_p是实际蒸散量V_a的有用指标。根据土壤从未出现水分不足的条件下，$V_a = V_p$的起始假定（5—5b节）为基础，那么V_a与V_p之间可概括为适合任何情况的直观的简单形式，即

$$V_a = mV_p \quad (5.45)$$

式中m是根分布层可取得的水分（按容积的分数表示）。利用控制试验的资料，已在许多场合试验了（5．45）式，根据通常的推理，V_p模式产生的结果最一致就说成是最“精确”的。

在生物圈中应用V_p概念的荒谬是很容易证明的。众所周知，例如浅水池上蒸发的年变化型呈钟状（图5—8），大体上与气温年变化型一致，但是在同样天气条件下，深湖泊上蒸发的年变化型的图象正好相反。同样地，众所周知的，夏季森林河川的蒸发（见第八章）实际上是零或负的（凝结），因为多数情况下，水温低于气温。

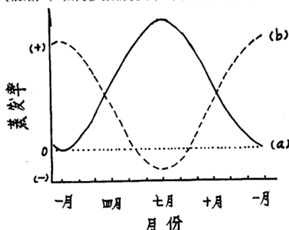


图5—8

气候下的浅池（a）和深湖泊（b）蒸的发季节趋势：暴露在相同中

生物圈中还没有一个以简单气象要素资料为基础的适当的预报蒸散率的方法。蒸散不仅是一个大气现象；它是一个和大气、地面、地表下面的土壤和生物调节机制有关的生物圈的现象。蒸散基本上是一个能量交换过程，因此，它经得起物理解释，并能根据有关的定律，用公式表示。在某些情况下，蒸散与天气之间的相关定性地说是有用的，但是这些相关极不可靠以及经常使人误解。

第六章　新陈代謝能

6—1　新陈代谢率

生物圈内随着碳水化合物的同化和合成，以及连续的氧化作用，能量交错地被贮藏和释放。这些化学活动与小气候相互作用，产生能量的源区和汇合区。在林分中，伴随这些过程产生的通量常常很小。但是在生命形成中，特别在动物界，新陈代谢率变化很大。

6—1a　植物代谢作用

生物圈的任一点上，光合作用是一个间歇性的过程，每生产一克干物质大约要求吸收4千卡的热量。按太阳辐射入射通量计算，光合作用过程的效率常常小于10%，因为仅仅光谱的可见部分能起作用。大约有效通量的20%被叶子反射或透射。叶绿素固定CO_2的效率仅仅约20%。因此，作为一个近似，预期的最大效率是 (0.50) (0.80)　(0.20)＝0.08，或8%。

植物呼吸作用是一个连续的氧化作用过程，在过程中，化学能转换成热能并释放到生物圈中。然而，光合作用是一种要求光的白天的现象，呼吸作用是随温度急剧增加的24小时都发生的过程。植物生长决定于光合作用中CO_2同化超过伴随的呼吸作用损失的超额量，或称为净光合作用。

净光合作用率一般地随光的通量密度的增加而增加直到叶子叶绿素达到光饱和。光饱和水平随各树种而变化，但是在中纬度地区生长季的中午，光饱和常常小于全光的一半。因此，大部分来说，晴空正午时（太阳正午的±3小时）没有遮蔽的叶子常常是光饱和的。在光饱和时，净光合作用率随周围CO_2浓度而增加；生物圈内正常的CO_2浓度（按体积约0.03%）仅为光合作用最适水平的大约四分之一。

净光合作用率一般地随白天温度增加而增加直到约30℃。但是因为植物呼吸作用代表净同化作用损失，呼吸作用随温度增加指数地增加（温度每增加10℃，增加2—3倍），白天和夜间温度都影响呼吸作用。可以预料到，最大的净光合作用与大的温度日较差一致，就是说白天最高温度比较高，夜间最低温度比较低。植物生长速度比较快是中纬度的特点，那里生长季时，昼长和辐射总量比较大，适宜的白天温度和黑夜比较低的最低温度相结合。

即使在光合作用效率最高的树种中，通常净光合作用最大瞬时率大约不超过50毫克CO_2/每小时·叶面积平方分米。相应的能量吸收率大约0.03卡/厘米^2·分。每日平均率（包括夜间呼吸作用损失）比较小。当可用的太阳能被利用1%或更少时，成熟林分，每年每平方米土地面积上生产的干物质通常不超过1—2千克。

6—1b　动物呼吸作用

动物消耗由植物或其它动物所合成的或同化的碳水化合物。动物为了调节体温（特别是热血动物）和完成工作，他们内部产生热量。在各种动物中，新陈代谢率在很大程度上决定于种族、大小、年龄、活动性和环境逼迫。

把动物的最小代谢率或基础代谢率作为比较的标准，静止时，冷血动物利用的能量大约为同样大小热血动物的5%。肌肉活动，神经兴奋，或环境逼迫能增加近一个量级的能量要求。

多数哺乳动物的基础代谢率粗略地与身体表面积成正比，也就是说大约0.07卡/厘米^2·分。有趣的是这一数值近似地等于在气温情况下的地面长波辐射平衡。以身体表面积为基础

的基础代谢率能用于估测最低营养物需要量。如一个表面积1平方米大小的哺乳动物（相当于一个小的成年人）为了维持生存，虽然在松弛的环境中休息，每日必须消耗1000千卡的碳水化合物。

6—2 二氧化碳

碳是所有生物体化合物的一种成分；在它的氧化状态中，主要以气态存在，并迅速地扩散到整个对流层。二氧化碳在大气成分中比较少，大约320ppm，或按体积来说，约占0.032%。但是近一世纪以来，明显地由于矿物燃料燃烧增加，二氧化碳浓度不断地增加。这种气体在气候学上很重要，因为它吸收输出的长波辐射，尤其在14—16毫微米光谱带之间（图3—17）。

6—2a 时间变化

大气二氧化碳含量的精确测定指出，近几十年间，CO_2浓度增加的速度每年大约0.7ppm；1960—1970年间，浓度年平均值由314增加到321ppm（Machta，1972。）一般公认矿物燃料的消耗能提高CO_2浓度，但是大气的二氧化碳主要的源区和减弱区是海洋和生物圈中的植物。地面上的生物对CO_2循环的影响反映在CO_2浓度的季节变化和日变化中。

大气二氧化碳含量的季节变化比目前年增长量大一个量级。当每年暖季的时候，生物的活动性（光合作用）比较大，地面成为二氧化碳的有效减弱区，浓度降低。浓度最高峰常常出现在生长季的开始，最小值在末期。而且年循环的振幅通常陆地比海洋大。在中纬度地区，温度和生物活动的季节变化都比较大。

生物圈周围的CO_2浓度随白天生物活动而变化。当白天光合作用时期，林冠是CO_2减弱区，靠近活动面的浓度降低。夜间呼吸作用，林冠成为CO_2源地，近活动面浓度增加。活根的呼吸作用，土壤中和土壤表面有机物质分解作用白天和黑夜都在进行着，增加二氧化碳浓度。源区和减弱区的季节变化和时间变化决定着二氧化碳铅直剖面的特征。

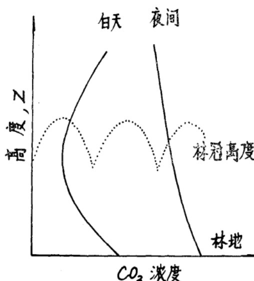


图6—1 生长季林冠上和林内CO_2浓度的理想的铅直剖面

6—2b 铅直剖面

生物圈既是大气的二氧化碳源区又是减弱区。当生长季的时候，光合作用中吸收的二氧化碳超过呼吸作用损失。大气的二氧化碳浓度随离地面的高度而增加；然而，休眠季节时，近地面CO_2净增加，相应的浓度随高度下降。铅直梯度经常很小（≈1ppm/公里），但是在地面以上直至10公里或更高处还可发现二氧化碳。

生长季时，紧靠林冠层的二氧化碳铅直梯度连续地受土壤和林冠呼吸作用损失的影响，以及间歇性地受林冠光合作用活动的影响。图6—1示明日出前，靠近土壤表面二氧化碳度最大，因为整个生物圈起着大气二氧化碳源的作用。日间，林冠成为二氧化碳减弱区，光合作用最活跃层的上面和下面浓度增加。当静风时期，

铅直混合被限制，二氧化碳递减率的逆增是非常明显的。大气二氧化碳浓度的日变化直到活动面以上100米或更高处还可以发现。

6—3 输送率

生物圈内的CO_2通量能用公式通过地面和周围大气间的浓度（ppm）或容积密度梯度（克/厘米^3）表示。输送方程式类似于热量和水汽的输送方程式，通过阻力或湍流输送系数使输送通量与梯度发生关系。实践中，在控制或仔细监测的情况下，为了获得平均输送率，用比较直接的方法补充常定状态的微气候学的估测常常是有用的。

6—3a 阻力概念

静止空气的二氧化碳扩散类似于热传导或水汽扩散；质量通量M与二氧化碳密度梯度$\frac{d\theta}{dZ}$和扩散系数D_c的乘积有关，即：

$$M = -D_c\frac{d\theta}{dZ} \qquad (6.1)$$

式中θ是二氧化碳的容积密度。D_c的平均值是0.15厘米^2/秒。任一温度T（℃）和气压P（毫巴），D_c的近似值是

$$D_c = \frac{130+0.9T}{P} \qquad (6.2)$$

类似于水汽扩散的（5．6）式，（6．1）式常定状态的形式是

$$M = -\frac{D_c}{\delta_c}(\theta_s-\theta_a) \qquad (6.3)$$

式中θ_S是地面二氧化碳密度，θ_a是边界层外的密度。因为$\frac{\alpha}{D_c}\approx 1.46$，以（5．7）式的形式

$$\delta_c = \frac{\delta}{\left(\frac{\alpha}{D_c}\right)^{0.33}} \approx 0.88\delta \qquad (6.4)$$

用这个关系式和表4—3和4—4中的资料能求得δ_c。

利用空气中二氧化碳扩散阻力，即$r_{ca} = \frac{\delta_c}{D_c}$

$$M = -\frac{60\Delta\theta}{r_{ca}} \qquad (6.5)$$

式中θ（$\Delta\theta = \theta_S - \theta_a$）用克/厘米^3，$r_{ca}$用秒/米表示时，M的单位是克/厘米^2·分。当植物叶子内出现二氧化碳吸收或释放时，遇到二个附加阻力—气孔阻力r_{cS}和内部细胞壁阻力r_{cW}，这样

$$M = -\frac{60\Delta\theta}{R_c} \qquad (6.6)$$

式中$R_c = r_{ca} + r_{cs} + r_{cw}$。对树叶来说，通常$r_{cs}$比$r_{ca}$大一个量级。$r_{cw}$（作为生物化学因子的函数）的量级变化很大，对树叶来说，r_{cw}基本上是不知道的。同样地，因为叶绿体的CO_2浓度是可变的，所以$\Delta\theta$的数量也易变。把阻力概念应用于二氧化碳扩散的叶模式中首先作为一个研究工具是有用的。建立在当前认识基础上的其它一些模式更能直接应用。

6—3 b 其它方法

当净光合作用为正值时，从图6—1明显地看出，林冠层上面和下面CO_2浓度比林冠层内大。这意味着CO_2的林冠减弱区有二个，分别为土壤和大气。用适合于表面层的空气动力学方法（第四章）能得到来自林冠上面的CO_2通量的估测值，来自下面的通量必须分开确定。

以（4．30）式的形式

$$M = -\frac{0.17\Delta u\Delta\theta}{\{\ln[(Z_2 - d)/(Z_1 - d)]\}^2} \qquad (6.\ 7)$$

（6．7）式是林冠层上面的大气和整个植物—土壤系统之间的CO_2净交换。当净光合作用为正值时，$M>0$，$\Delta\theta<0$，夜间符号则相反，$M<0$，$\Delta\theta>0$。中纬度生长季时，把（6．7）式取整个24小时的积分，通常M将大于零，就是说，生物圈中，CO_2为净正的固定。

图6—2中的实践表示生长季时林冠层上CO_2通量匀滑后的日变化曲线。负值表示夜间植物呼吸作用R_p和土壤呼吸作用R_s的测定值，或植物—土壤系统的总的CO_2损失。白天，当温度比较高时，总的呼吸作用稍微大一点（较大的负值，虚线），但是CO_2通量被林冠吸收，加大总的光合作用Mg（实线和虚线之间）。植物呼吸作用（斜线面积）代表净光合作用损失M_n（$M_g = M_n + R$）。白天时（点线）土壤呼吸作用（微生物、有机物质破坏）稍大一些。

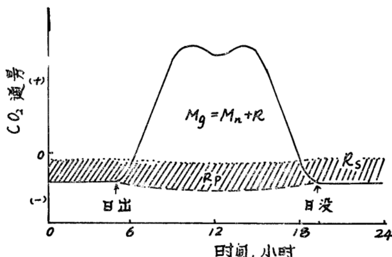


图6—2 生长季林内CO_2通量分量的典型曲线（解释见课文）

由于使用动物学方法包含着许多误差，获得林冠上必要数据的困难性已经促使发展和应用许多其它的途径。这些途径没有一个是完全满意的，但对某个特殊目的来说，它们常常是

有用的。这里叙述二个补充方法：千重增加法和套封法。

干重增加法有二个主要的细节。叶子干重的增加能用下面方法测定：首先切断韧皮部，阻止糖移位，然后以每小时为间隔剪掉部分叶子；把剪下的叶子烘干后称重，单位时间、单位面积干重的增加作为CO_2同化作用率的测定量。另一种方法是测定单株树或林分的干重增加的平均值，首先根据年龄和树冠投影面积选伐标准木，然后称重，取平均值。二者任选其一。

用塑料口袋或塑料蓬把一根树枝或一棵完整的树包围起来，通过它，空气以巳知的速率循环着（9—3c节）。如果在与另一个闭合系统相接的入口和出口处气流中的CO_2浓度能被测得，则蓬套内净CO_2的吸收和释放能被连续地监测。不幸地，套封法产生的隐蔽气候是人为的，它可以猛烈地影响植物反应（Lee，1966）。就封套效应来说，对不同树种是相同的，同一时间的测定可得到有用的净光合作用的相对值。

第七章 能 量 預 算

7—1 概念

能量预算概念以新的形式重新陈述了适用于生物圈内自然系统的能量守恒原理。单位时间进入一个系统的能量恰好等于消耗的能量。这个概念在小气候学中十分有用，因为它使通常不能直接观测的能量预算分量有可能进行定量分析。

如同3—6章中所叙述的，用输送过程来确定能量预算中的分量。如果用所考虑的系统的表面面积上的平均通量密度表示每一个分量，一般的平衡方程式是

$$\overline{R_n}+\overline{B}+\overline{H}+L_v\overline{V}+\overline{M}=0 \qquad (7.1)$$

每一项可取正号或负号，随能量流动方向而定，向着系统为正，离开为负。

当应用于特殊系统时，（7．1）式通常可以简化为一个简单形式。如对整个地—气系统来说，$\overline{R_n}=0$［（2．1）式］，因为与空间的能量交换严格地是一个辐射过程。如果化学能转换很小足以忽略，那么

$$\overline{R_n}+\overline{B}+\overline{H}+L_v\overline{V}=0 \qquad (7.2)$$

或如果温度的变化率很小，在密集林冠下的土壤系统可以是合法的，以及认为$B\approx 0$，

$$\overline{R_n}+\overline{H}+L_v\overline{V}=0 \qquad (7.3)$$

对许多场合来说，上述公式是足够精确的。M和B意味着内能输送或转换，而R_n和H是地面现象。M和L_vV包括质量和能量交换。

几种能量过程不能用（7．1）式表示，不过这种过程经常不很重要，如风的机械能、摇摆的树枝和运动动物的附属器官摩擦产生的热量。降水常常直接改变生物圈的温度，因为起始温度不同。又如，当水由比较冷的土壤通过植物输送到比较暖的叶子过程中吸收能量（一克水，温度增加1℃吸收1卡）。当然，在某些情况下，当水凝结或冰融化时就出现重要的能量汇合区或源区。

在（7．1—7．3）式中符号上带短划的所有能量预算分量的平均通量密度必须指同一个表面面积。这个规定特别对不规则形状的系统提出一个问题，即考虑其几何均匀性经常需要引进简化假定。要求的简化程度取决于仪器的多功能性、测定方法和观测者的机智灵敏。

7—2 相对量值

实际上整个生物圈能量的最终根源是太阳。白天，太阳辐射在能量预算中占优势地位。因此，净辐射通量密度经常与其它能量预算分量之和平衡。如果不管符号，（7．1）式经常写成

$$\overline{R_n}=\overline{B}+\overline{H}+L_v\overline{V}+\overline{M} \qquad (7.4)$$

记住当$\overline{R_n}>0$时（典型的白天情况），等号右边各项的总和表示系统中热量损失；当$\overline{R_n}<0$（夜间），其它各项总和表示热量获得。

生物圈中某一地点的净辐射随时间、大气状况、局地方位、表面辐射和热力性质以及系

统的几何形状而变化（如第三章中所讨论的）。对一个无障碍的、水平的、具有均匀辐射性质的二度空间分界面的估测是最容易的。林冠上，$\overline{R}_n$一般地变化于稍小于零或略大于1之间。这意味着其它分量的总和必须变化在同样范围内，在典型情况下，即正午时，$\overline{R}_n$的绝对值大于其它任何一项的绝对值。在极端情况下，（如具有大的正的$\overline{H}$，平流，$L_v\overline{V}$的绝对值可以超过$\overline{R}_n$），或当低的，或负的净辐射时期，$\overline{R}_n$的绝对值可能小于其它项。

一个生境的净辐射的日变化或季节变化主要与短波辐射双周期性相对应。事实上，在中纬度地区栽有植物的面上，总净辐射粗略地等于太阳辐射总直接光分量S_b（表2—1），也就是说$R_n \approx S_b$，根据（2．2）式，$S_d + L_i \approx S_r + L_o$。因而，生境的其它能量预算分量的相对值显著地与太阳辐射状况相对应，尤其随直接光分量而变化。

生物圈中的热量传导和热量贮藏随系统的热力特性（导热率和容积热容量）和地面温度状况而定。白天，森林气柱中热量贮藏率的数量级经常小于净辐射（4—4节）；典型地峰值在上午（在最大净辐射出现时间以前）。白天林冠层贮藏的热量夜间被释放。夜间的热量释放率在数量级上等于净辐射。

土壤的热量储藏可能大于植被。正午时，如果地面是裸露的，热量进入土壤的导热率等于净辐射的20%或更大一些。然而，在密集的林冠下，地面温度的日振幅减小很多，最大热量贮藏率差不多和地上部分森林生物量一样。通常，林地上最高温度出现在午后，但是导热率比较紧密地遵循着净辐射的日变化趋势。明显地，暖季时，白天土壤的热量贮藏量大于夜间释放量；冷季时，却好相反。

动物热贮藏量的变化也随热力环境而变化。在冷血动物中，体温变化完全受整个生物体的影响和控制。在热血动物中，内部体温相对地是常数，可是当外面组织或附器被增热或冷却时，热贮藏量也发生变化。用体表单位面积上的平均通量密度$\overline{B}$表示热血动物变化的大小，$\overline{B}$相当小（$\overline{B}<0.1$卡/厘米^2·分）。在某些例子中，平均通量可以和夜间长波辐射平衡一样大（图3—19）。

物体之间发生热接触时，通过直接传导的热量输送对能量平衡可以有重要贡献，也可以没有。决定接触程度的几何图形（如动物姿态）常常比温度差或导热率更重要。由于生理原因或舒适，通过植物茎或动物附器的热量传导是重要的，但是多数情况下，构成总的能量平衡的琐碎部分。当然，对动物来说，增加接触面积，或表面型式和状态之间的不同，都可以增加效应。流动水的能量预算是一个特例，其中传导起着重要作用。

生物体的体表单位面积上的新陈代谢能$\overline{M}$常常很小，在植物和冷血动物的能量预算估测中足可以忽略。它的数量级差不多和其它热量预算分量测定中所包含的误差一样大，以及小于哺乳动物的基础代谢率（0.07卡/厘米^2·分6—1b）。当热血动物维持工作时，最大新陈代谢率可以超过最小率一个量级。

在生物圈中，热量对流常常是热量输送的一个重要机制；晴天，比较干的表面上，热对流可以占净辐射的主要消耗部分。对流率决定于生物体的表面形状和大小、与周围气温有关的生物体的体温、有效风速。在自由对流中，对生物圈内的小目标物来说，热量输送系数h_c常常小于10毫卡/厘米^2·分·℃；强迫对流h_c可以大一个量级。在比较平滑的开阔地上，h_c近似地按风速的平方根增加（就是说风速由1增加到10米/秒，h_c以10增加到30毫卡/厘米^2·分·℃）。

因为生物体表面单位面积上的平均对流率$\overline{H}$与温度差成比例（表面温度减去周围大气的温度），所以在增热时期（白天），任何一个因子如果有减少表面温度的趋势，那么将使$\overline{H}$减小。在潮湿的植物表面上，蒸发冷却是一个控制因子，对流交换较少重要。由于$\overline{H}$和$L_v V$经常几乎占净辐射的全部通量[（7．3）式]，$\frac{\overline{H}}{L_v \overline{V}}$比值（波文比值β）是特别有意义。在干的土壤表面上，对流可以超过蒸发一个量级（β大）；在快速蒸发的潮湿表面上，有关的数值是相反的（β小）。在雨后的潮湿林冠上，比值将成为负的，如果蒸发冷却使林冠温度低于周围大气，因而就产生一个对流能汇合区。

图7—1示明夏季晴天，云杉幼林的能量预算分量的平均每小时变化值。图上黑点是用Baumgartner（1956）的每小时观测值，取时间间隔3小时的平均值作图。当净辐射最大值期间，11—14时，差不多可用能量的三分之二被蒸发过程所利用，三分之一消耗于对流输送。在这个时期传导和热量贮藏占净辐射的5％。以时间间隔为3小时，把B、H和$L_v V$占净辐射的百分数列于表7—1中。只有当负的净辐射时期，热量贮藏是能量预算中的一个优势分量。当正的净辐射时期，对流损失差不多大于潜热交换的一半（β＝0.52）。白天，新陈代谢能交换大约占净辐射的1％或少些，夜间大约小于或等于10％。

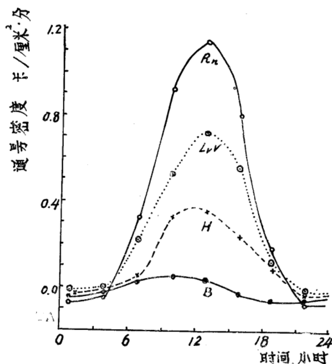


图7—1　晴朗夏天，云杉幼林上能量预算各分量的平均每小时变化
（资料来自Baumgartner　1956）

表7—1　晴朗夏天时，云杉幼林上，净辐射和能量预算各分量的相对值

时间间隔（小时）	R_n（卡/厘米²·分）	R_n的百分数 B	H	L_vV	β（H/L_vV）
23—2	-0.06	50	33	17	2.00
2—5	-0.04	55	27	18	1.50
5—8	0.33	11	18	71	0.26
8—11	0.93	7	37	56	0.66
11—14	1.15	5	32	63	0.51
14—17	0.81	-1	31	70	0.47
17—20	0.20	-19	54	65	0.84
20—23	-0.06	67	22	11	2.00
$R_n<0$	-0.05	58	27	15	1.81
$R_n>0$	0.68	3	33	64	0.52

7—3　环境配合

生物圈中，到处都有能量交换，孤立系统只是相对的，向热力平衡和生态平衡的趋势是普遍的。根据温度可以方便地描述一个系统短时间的能量状况或变化状况。但是，认识这种机制或连续的能量通量路径可揭露它们与表面现象的依赖关系，或能量交换与比较容易认识的小气候因子相结合的程度。环境配合是为了简化能量交换难题和帮助解释生物种的生存、生长和长势而创造出来的一个概念。

生物有机体使自己适应于生存在一个范围宽广的热力型气候中。但是最适宜的体温常常被严格地限于比较狭小的范围内。不同生物体的适应性和对能量环境的植物生理反应适宜用主要的热量输送机制来作物理解释。利用生物体的表面性质和其它特性能估计一个特殊输送过程的相对重要性。

用表面吸收系数a（表3—4）或表面反射率（作为一个灰体，$a=1-r$,表3—3），把任一目标物或生物体与它的短波辐射环境结合起来。譬如樱桃叶子与太阳通量的结合（$a=0.52$）比刺槐叶子（$a=0.39$）较为密切些。在相同辐射环境下，樱桃叶子的净短波辐射通常大于33%。注意短波辐射净通量与物体表面温度无关，配合因子不取决于物体大小。物体形状的重要性和作为权重因子的方位放在7—4中讨论。

在确定长波辐射的能量通量率、生物体之间，生物体与环境之间的传导、对流和潜热交换时，地面温度是一个重要因子。可以用概括的热量输送系数$h=\frac{F}{\Delta T}$［即通量密度F与温度差的比值，如（4．1）式］来确定这些输送过程的配合因子。在已知环境系统条件下，ΔT严格地是地面温度T_s的函数，配合因子是通量变化ΔF与地面温度变化ΔT_s之比值，或$h=\frac{\Delta F}{\Delta T_s}$。

当输出通量L_o增加时，生物体与环境之间的净长波辐射减少。为此，由（3．45）式

$$\frac{dL_o}{dT_s} = 4\varepsilon_s T_s^3 \tag{7. 5}$$

净长波辐射变化ΔL_n一定是

$$\Delta L_n = -4\varepsilon_s \sigma T_s^3 \Delta T_S \tag{7. 6}$$

因此，h_r（长波辐射热量输送系数）可用表面温度每增加一个单位，表面热量损失率的增加表示，即

$$h_r = 4\varepsilon_s \sigma T_s^3 \tag{7. 7}$$

因为对许多自然表面来说，$\varepsilon_s \approx 1$，h_r可直接由表A·3中取得；温度0—60℃之间，h_r大约变化于7—12毫卡/厘米²·分·℃。夏天白天一般地面温度范围内，$h_r = 0.01$卡/厘米²·分·℃，此值作为第一近似是有用的。配合因子h_r与生物体的大小和形状无关，h_r的相对重要性随长波交换中所包含的物体表面面积系数的增加而按比例地增加。

一个温度恒定的生物体与相邻物体发生热力接触时，能用近似的热输送系数h_b得到传导配合因子。如果离分界面距离ΔZ处毗邻介质的温度是固定的，导热率ΔB的变化［（4.11）式］严格地是物体表面温度T_s的函数，即

$$\Delta B = -\frac{K}{\Delta Z}\Delta T_s \tag{7. 8}$$

以及

$$h_b = \frac{\Delta B}{\Delta T_s} = \frac{K}{\Delta Z} \tag{7. 9}$$

式中K是介质导热率。h_b的相对重要性随传导交换中所包含的物体表面面积系数而变化。

用对流热量输送系数h_c，把生物圈内物体的表面温度同气温结合起来。在已知的大气状况组合下，对流率的变化ΔH与地面温度的变化直接相关，因而

$$\Delta H = -\frac{K}{\delta}\Delta T_s \tag{7. 10}$$

以及

$$h_c = \frac{\Delta H}{\Delta T_s} = \frac{K}{\delta} \tag{7. 11}$$

式中K是空气导热率。当风速u增加时，就对流来说，边界层厚度减小，厚度随生物体大小而增加，因此，h_c与$\frac{u}{d}$的近似函数成比例（表4—3和4—4）。

潮湿系统和环境之间的潜热交换的配合因子能用概括出的蒸发热量输送系数h_e表示。对任一表面来说，潜热通量简化为下式

$$L_v V = -\frac{C}{R_v}(e_s - e_a) \tag{7. 12}$$

式中e_s（毫巴）严格地是地面温度的函数，e_a（毫巴）是周围的水汽压，R_v（秒/厘米）是水汽扩散总阻力。系数$C = 0.013 L_v/T$（T用°K）。由（5.11）式，当温度在0—40℃之间，系数C仅随温度略有变化（表7—2）。已知的环境因子组合中（即e_a和R_v常数），潜热通量的变化$\Delta L_v V$严格地与表面温度的变化相关，因此

$$h_e = \frac{\Delta L_v V}{\Delta T_S} = \frac{C}{R_v} \quad \frac{de_s}{dT_s} \tag{7. 13}$$

表7—2中列出C值，以毫巴/℃表示的$\frac{de_s}{dT_s}$以及以毫卡/厘米²·分·℃表示的h_e（$R_v = 1.0$秒/厘米）。

表7—2　　利用（7．13）式计算出各种温度下的蒸发热量输送系数h_e（$R_v = 1.0$秒/厘米）

温　度（℃）	C（7．12）式	$\frac{de_s}{dT_s}$（毫巴/℃）	h_e（$R_v = 1$）毫卡/厘米²·分·℃
0	0.028	0.444	12.6
10	0.027	0.822	22.3
20	0.026	1.448	37.6
30	0.025	2.435	60.6
40	0.024	3.933	93.8

与表面度温增加一度相联系的潜热通量的增加是与总阻力R_v成反比。图7—2表示h_e随温度和R_v的变化。$L_v V$（R_v常数）的相对增加与$\frac{de_s}{dT_s}$成正比，与水汽压差$e_s - e_a$成反比。

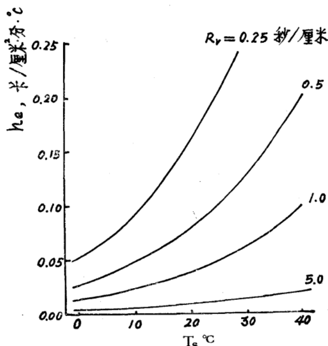


图7—2　蒸发热量输送系数h_e与表面温度T_s和总阻力R_v的关系

这意味着，在温度较低和周围湿度较高的情况下，表面温度的变化相对地比较重要。表3・7列出了温度每增加一度，潜热通量（作为表面温度T_s和该温度下的相对湿度的函数）增加的百分数。如果气温$T_a < T_s$，那么百分数增加值比表中所指出的数值还要大。

表7—3　　表面温度T_s每增加1℃潜热通量增加的百分数

温度为T_s的相对湿度（%）	（T_s℃）				
	0	10	20	30	40
10	8.1	7.4	6.9	6.4	5.9
30	10.4	9.6	8.9	8.2	7.6
50	14.5	13.4	12.4	11.5	10.7
70	24.2	22.3	20.7	19.1	17.8
90	72.7	67.0	62.0	57.4	53.3

因为空气阻力$r_a = \frac{\delta_v}{D_v}$，潜热交换的配合因子取决于水汽扩散的边界层厚度$\delta_v$（风速、生物体大小和形状的函数，表4—3和4—4）。然而，在某些情况中，总阻力R_v主要决定于表面阻力r_s（$R_v = r_a + r_s$）。例如，在木本植被中，r_s常常超过r_a一个量级（见第五章）。h_e受植物生理的控制比较多。

总之，能用生物圈内的短波吸收系数a、辐射热输送系数h_r、传导热输送系数h_b、对流热输送系数h_c和潜热交换h_e来估测生物圈内生物体的环境配合。在已知的环境条件下，这些配合因子取决于物体表面的辐射特性和扩散特性、物体的大小和形状，现环境中的暴露程度和能量通量。特别地，一个给定的配合因子的相对重要性决定于和能量交换过程相联系的物体表面的面积系数。

7—4　面积比例关系

方程式（7．1—7．4）用生物圈内目标物整个表面面积上的每一分量的平均通量密度$\overline{F}$表示能量预算。如果把实际通量密度F限制在总面积的一部分面积A上，$\overline{F} = AF$，类似地

$$\overline{R_n} = A_r R_n,\quad \overline{B} = A_b B,\quad \overline{H} = A_c H,\quad L_v\overline{V} = A_e L_v V$$

式中A_r、A_b、A_c和A_e是对辐射能交换、传导、对流和蒸发来说的有关的部分面积。在某些情况下，通过调查能简单地用数量表示面积加权项；在其它情况下，要求比较详细分析，特别关于辐射能交换的几个分量。

如考虑一个薄片状目标物建立在无障碍水平面上（图7—3a）。辐射能交换和对流出现在上表面，传导交换出现在下表面；如果目标物是潮湿的，上表面可以出现蒸发，因此用总的表面面积

$$A_r = A_b = A_c = A_e = 0.5$$

但如果目标物是干的，$A_e = 0$。在水平的土壤表面或林冠上，常常用暴露于大气的单位表面面积上的能量通量表示，因此，对一个潮湿的表面

$$A_r = A_b = A_c = A_e = 1$$

在水平面上，对一个有显著铅直伸展的目标物来说，那么面积关系的分析就比较复杂（图7—3）。

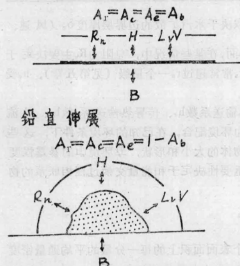
当目标物与下表面发生热力接触时，传导交换出现在部分面积A_b上。辐射、对流和蒸发（潮湿物体）的部分面积是$1-A_b$。无论如何，在这种情况下，A_b值取决于目标物的形状和有关的铅直扩展；同样地，确定与辐射能交换的每个分量相联系的部分面积也很重要。

7—4a 球面体

假设有一个球面体暴露在无障碍的水平地面上（图7—4）。如果与地面直接热力接触的面积可以忽略不计，

$$A_b = 0 \quad 以及 \quad A_e = 1 - A_b = 1$$

A_e是总表面面积的潮湿部分，如果整个表面是潮湿的，即$A_e = A_c$。辐射能交换以一种形式或另一形式将出现在与对流交换同一面积上（即$A_r = A_c$），但是净交换的各个分量被限于球面的不同部分〔第三章3．55式〕。



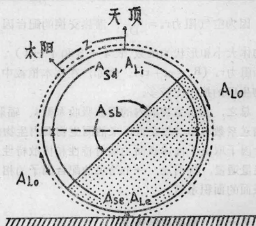


图7—3 与生物圈发生能量交换的部分面积，a，平坦的板状物体，b，比较大的铅直伸展的目标物与平坦的水平面相接触。

图7—4 球体表面上，辐射通量的吸收面积和发射面积

当太阳辐射时期，短波直接光通量S_b将被靠近太阳的半球所截留，因此S_b的部分面积（或A_{sb}）是0.5。同一时期，来自大气的漫射短波通量S_d将被整个球面所截留，但是靠近天顶的半球占优势。这一点能用下述方法证明，在（3．36）式中，令i等于一个正切于球面的平面所构成的坡度角（i是球面铅直轴与球面上任一点半径之间的夹角）。因此，对单位半径的球面来说，一个扇形体的表面积的微分$dA = 2\pi \sin i \, di$，对这部分扇形体来说，来自各向同性的天空漫射辐射总通量是

$$S_d（球面）dA = S_d \cos^2\left(\frac{i}{2}\right) 2\pi \sin i di = \pi s_d(\sin i + \sin i \cos i) di$$

上半球的总通量是

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}} S_d \text{（球面）} dA = \pi S_d \int_0^{\frac{\pi}{2}} (\sin i + \sin i \cos i) \, di$$

$$= \pi S_d \left[0.5\sin^2 i - \cos i \right]_0^{\frac{\pi}{2}}$$

$$= 1.5\pi S_d$$

因为半球总面积是2π，平均通量密度是$0.75S_d$（上面半球）和$0.25S_d$（下面半球）。相似地，把来自环境的短波通量S_e，长波通量L_i和L_e局限于它们各自的半球（在相同的部分）。因为$S_d - S_e$和$L_i - L_e$的差常常十分小，当取部分面积$A_{sd} = A_{se} = A_{Li} = A_{Le} = 0.5$时，误差不大。地面发射的长波分量不受方向限止，所以$A_{Lo} = 1.0$

在方程式（3．55）形式中，用近似部分面积，任一面上的净辐射平均值$\overline{R_n}$是

$$\overline{R_n} = a\ (A_{sb}S_b + A_{sd}S_d + A_{se}S_e) + \varepsilon\ (A_{Li}L_i + A_{Le}L_e - A_{Lo}\sigma T_s^4) \qquad (7.\ 14)$$

式中a和ε是地面短波吸收系数和长波发射系数。以球面体代替部分面积，（7．14）式简化为

$$\overline{R_n} = 0.5a\ (S_b + S_d + S_e) + 0.5\varepsilon\ (L_i + L_e) - \varepsilon\sigma T_s^4 \qquad (7.\ 15)$$

球表面的部分面积不取决于特性尺寸d。所以（7、15）式可应用于小的生物体和无机物体以及较大目标物（如孤立木的球状树冠）。

7—4 b　竖立的园柱体

设想有一个高度为h、竖立的园柱体，静止在一个无障碍的水平面上（图7—5 a）。园柱体的直径d = 1（常数）。与下表面发生直接热接触的面积是$\frac{\pi}{4}$，总表面面积$A = \pi\ (h + 0.5)$，传导的相对面积$A_b = 0.25(h + 0.5)$。当园柱体相对高度$\frac{h}{d}$大约25时，$A_b = 0.01$

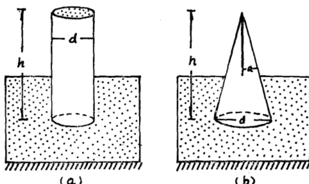


图7—5　竖立的正圆柱体（a）和圆锥体（b）

（图7—6）；但是当$\frac{h}{d}$接近于零时，物体的形状是一个平坦的平面（图7—3），A_b接近0.5。

对流交换出现在整个暴露的表面上（弯曲面和一个顶面），其面积等于$\pi\ (h + 0.25)$，因此

$$A_c = \frac{h + 0.25}{h + 0.5}$$

当相对尺度$\frac{h}{d}$增加时，A_c接近于1。当$\frac{h}{d}$接近于零时，对流的部分面积等于一个平坦

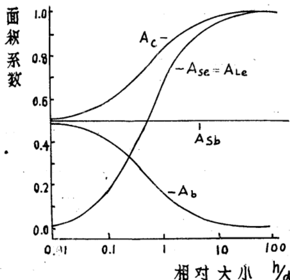


图7—6　生物圈和竖立圆柱体（图7—5a）之间能量交换的相对面积；$A_c=A_e=A_{sd}=A_{Li}=A_{Lo}$

面，或0.5。在整个暴露的表面上，同样发生蒸发、漫射短波交换、大气长波交换和发射长波辐射，因此

$$A_c=A_e=A_{sd}=A_{Li}=A_{Lo}$$

见图7—6。短波和长波环境辐射通量仅仅被截留在弯曲表面上，或截留在面积 πh 上，因此

$$A_{se}=A_{Le}=\frac{h}{h+0.5}$$

在这种情况下，当$\frac{h}{d}$无限增加时，A_{se}接近于1，当$\frac{h}{d}$变得十分小时，A_{se}接近于零。

直接光太阳辐射S_b被园柱体弯曲面的一半和一个顶部截留，因此$A_{sb}=0.5$（常数）。图7—6示明对流的面积常常大于A_{sb}，而传导的部分面积$A_b<A_{sb}$。同样地，环境辐射通量的相对表面积$A_{se}=A_{Le}$常常小于对流交换的面积A_c，但大于A_{sb}和A_b，除十分短的园柱体以外（$\frac{h}{d}<1$）。

7—4c　铅直锥体

一个高度为h，底部直径$d=1$（常数），底面积$\frac{\pi}{4}$，曲面面积$\frac{\pi}{2}(0.25+h^2)^{0.5}$，铅直向上的正园锥体（见图7—5b）。把能量交换的部分面积作为相对尺度$\frac{h}{d}$的函数作出图7—7。传导仅仅通过底部发生，当$\frac{h}{d}$无限增加时，A_b接近于零；当$\frac{h}{d}$十分小时，园锥体接近于园盘形，A_b接近于0.5。除直接光分量以外，对流、蒸发、以及这些所有的辐射能通量的部分面积从0.5（当$\frac{h}{d}$接近零时）增加到1.0（当$\frac{h}{d}$接近无穷大）。

当太阳天顶角小于园锥角α时（图7—5），直接光太阳辐射被整个园锥体弯曲面所截留。在这种情况下，直接光辐射吸收的部分面积$A_{sb}=A_c$（图7—7）。当太阳接近地平面时（$Z=\frac{\pi}{2}$），仅仅弯曲面的一半被直接光照射，$A_{sb}=0.5A_c$，因此A_{sb}变化于0.25和0.5之间，当天顶角Z为$\alpha<Z<\frac{\pi}{2}$时，$A_{sb}=GA_c$，式中

$$G=\frac{\pi-\theta}{\pi}$$

G变化于0.5和1.0之间。由三角关系，利用h和Z，能确定θ值。

当$\alpha < Z < \frac{\pi}{\alpha}$时，圆锥体弯曲面的阴影将用顶点和底边之间连接的一条直线描述。因为在水平面上，圆锥体的阴影长度是htanZ，直角三角形OAB的底 $= \frac{d}{2}$，当d = 1，

$$Sec\theta = 2h\tan Z \qquad (7.17)$$

例如，h = 1和$Z = \frac{\pi}{3}$，$\theta = 0.41\pi$和G = 0.59。

7—4d 其它形状

对复杂几何形状的面积关系只能作近似处理，然而这种近似却预料不到地被证明是有用的。譬如，把人外形作为一个圆柱体（3. 4，a）来描述似乎是荒谬可笑的，然而对描述能量输送来说，实验证据支持了这个假设。简单几何形的面积关系能采被用（前面已详细阐述）于比较特殊的情况。

针状叶子常常用长圆柱体来描述，忽略传导交换的面积（图7—6），然而对流交换出现在整个表面面积上，太阳光辐射吸收的部分面积大约是$1 - \frac{1}{2}$之间。阔叶实际上是$A_b \approx 0$的悬浮在地面上的平坦面，然而$A_c \approx 1.0$，是与地面接触的平坦面的二倍（图7—3a）；水平阔叶和环境之间的辐射能交换的部分面积是

$$A_{sb} = A_{sd} = A_{Li} = 0.5 \text{（地面以上）}$$

$$A_{se} = A_{Le} = 0.5 \text{（地面以下）}$$

$$A_{Lo} = 1.0 \text{（二个面）}$$

阔叶树的叶子在下表面上常常有气孔，因此当分界面干的时候，A_e实际上是0.5。

7—5 温度关系

如果能量输入等于能量损失，那么生物圈内一个特殊系统的能量预算是比较容易理解的，这一点（7—4）式已基本上完成。用一个简单的仪器可以测定净辐射（见9—2a），但是正如（7. 14）式指出的，它包括一项取决于表面温度的输出通量。如果全部输入辐射通量（一般用吸收面积和表面吸收率加权）的总和以符号$\overline{I_a}$表示，（7. 14）式写成

$$\overline{R_n} = \overline{I_a} - A_{Lo}\varepsilon\sigma T_s^4 \qquad (7.\ 18)$$

用近似加权的能量获得和损失来表示，能量预算中的主要成分是

$$\overline{I_a} = A_bB + A_cH + A_eL_vV + A_{Lo}\varepsilon\sigma T_s^4 \qquad (7.\ 19)$$

（7. 19）式右面的所有各项都是随温度而定，这意味着$\overline{I_a}$中任何一项发生变化将伴随着物体温度的变化。特别当$\Delta\overline{I_a}$表示单位表面面积上辐射吸收率的平均变化时，那么

$$\Delta\overline{I_a} = \Delta T_s\ (A_bh_b + A_ch_c + A_eh_e + A_{Lo}h_r) \qquad (7.\ 20)$$

式中ΔT_s是表面温度变化。这个方程式证明，物体表面温度在能量预算的实验数据整理分析中异常重要，以及表面面积和能量配合因子的特殊作用。

生物圈内自然系统的多相性使能量预算的分析极为复杂。本章的准则和途径只不过是以典型情况为基础的一个骨架。但是每一种情况具有独特的特征，当骨架的局限性被认识后，它将起着十分有用的响导作用。能量预算应用于特殊问题类型的一些例子于第八章中详细阐述。

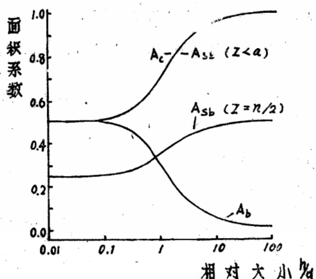


图7—7　生物圈和竖立圆锥体

(图7—5b) 之间能量交换的相对面积；$A_c = A_e = A_{sd} = A_{se} = A_{Li} = A_{Le} = A_l$。

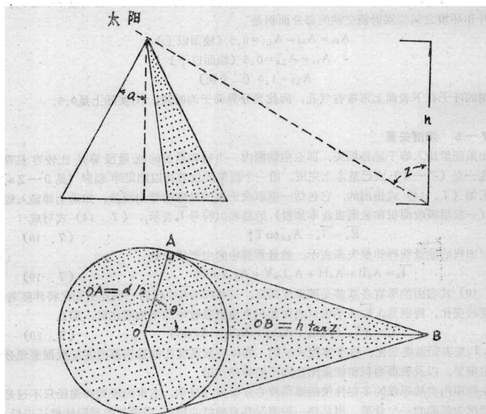


图7—8　圆锥体（侧视图，上面）和投射在水平面上的圆锥体阴影（顶视图，下面）

第八章　精选的专题

8—1　森林气候

森林学是一门应用科学，它把物理原理和生物学原理结合在一起。这门学科的重点是生态系统，在其中，质量和能量的交换基本上受生命形式和过程的影响。了解这些生物物理原理对发展合理的森林经营是基本的，目的在于生产原材料以及利用森林保护生态环境、发挥森林水源涵养、游憩、美化环境的作用。因此，林业在产工作者涉及近地面气候的程度必然比其它职业要广得多。

8—1a　气候站

气候站通常提供近地面大气现象的各种局地指标，但是林内气候站必须选择或建立在林冠开阔的地方，使仪器能暴露于自由大气中。因此，众所周知的，小气候随这种林中空地的位置而变化（见8—2b），一个实用的办法通常把仪器按置在靠近空地中心。但是这也是众所周知的，小的林中空地中心的小气候受空地大小（或直径d)与树高h之比的影响。随着$\frac{d}{h}$的减小，空地小气候接近于林冠下小气候。显然，林中空地内得到的测定值代表林冠上或林冠下的大气现象是不好的，因此这些观测值在森林小气候学中的实用价值受到限制；不过，作为局地天气的指示，森林气候站的数据比林区外的数据要接近得多。

通常，林内气候站的数据表明，日、月、年的最高气温都低于林外气候站，相应最低温度高于林外；在暖季时，差异经常比较大（最高温度受森林的影响大于最低温度），特别是落叶阔叶林内。这意味着，有林地区气温振幅比较小，平均温度比较低，尤其是在生长季节。林内较低的温度与较高的相对湿度相对应；即便露点温度和周围水汽压与林外大致相同，林内还是比较潮湿的（相对而言）。

林中空地的辐射能交换随周围林木的屏蔽效应而变化。当太阳天顶角大于$\tan^{-1}\frac{d}{2h}$时，直接太阳通量实际上被消去；在典型的林中空地内，例如图3.21，空地中心受直接光辐射的有效昼长可以减少三分之一或更多。漫射太阳辐射通量和长波辐射通量同样受影响，但是在这种情况下，净效应有增加辐射能输入的趋势；这是事实，因为输入通量的屏蔽部分的总和S_d和L_i常常小于来自林木的环境通量总和S_e加L_e。夜间，净长波辐射L_n比完全暴露的地面要大，因为L_i屏蔽部分小于L_e。

林中空地内，近地面风速常常小于有叶子的林冠上或完全露裸地区的近地面风速。在对流和潜热交换中风速是重要的，同样，风速对降水的测定也有影响（见8—4a节）。风速增加时，标准雨量器中的接收量减少；在极端情况下，完全暴露的雨量器，接收量亏损可以超过50%，在大气候站网的典型方位上，亏损为5%。在林中空地上观测到的雨量一般超过邻近空旷地观测的数值；接收量的不一致常常得出森林可以增加雨量的不可靠的结论。

8—1b　林冠效应

一个密集的林冠猛烈地改变近地面气候。晴天时，净辐射常常至少可以被减小一个量级，夜间则稍微增加（图3—27）。风速剧烈地变小。在郁闭林冠下，林内风速仅仅是林冠

上的20%，但在比较稀疏的森林类型中，林内风速是林冠上的50%强。到达林地上的降水总量随林冠截留能力、降水强度和日变化而定。平均来说，成熟的阔叶林冠下的雨量亏损量可以从不到10%（落叶时期）增加到超过20%（生长时期）；平均亏损量针叶林下通常比较大，尤其在休眠季节。

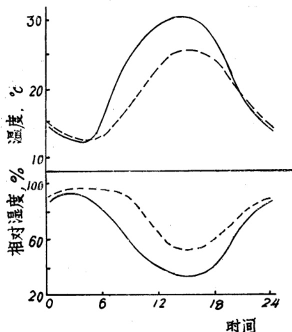


图8—1　晴天靠近树顶（实线）和林地上（虚线）气温和相对湿度匀滑后的趋势曲线（取自Baumgartner，1956）

图8—1示明Baumgarthner（1956）记载的，在晴朗夏季日子里，云杉幼林的林冠上和林冠下，气温和相对湿度的匀滑的每小时变化曲线。当净辐射正值时，靠近林地上的气温大大地减小，最高气温出现的时间落后；夜间，靠近林地上的气温比林冠上稍暖和一些，林地上负的净辐射比较大。近地面相对湿度全天均超过林冠上，主要由于温度差异所引起；夜间，实际上等温情况，比较高的相对湿度出现在靠近林地上，因为这一高度上周围水汽压稍大。

8—1c　地形影响

森林气候在各个方面系统地随海拔高度、坡度和方位而变化。可以预料到，在太阳直接辐射差异最大的方位上，就是说大气是干净和坡度是陡的情况下，地形影响最明显。当然，其中有众多的相反的影响，但是，生境中地形对生物圈特性的持续不变的影响是无可争辩的。

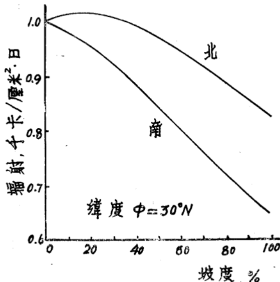


图8—2

夏至日南坡和北坡上可能日射的日总量

在晴天情况下，坡面上的直接太阳辐射常常与直观推理所提供的不一致。例如研究夏至时，北坡和南坡上的可能日射日总量在φ＝30°N处（图8—2）坡度为10—100%，北坡上的日总量超过南坡上的3—28%。这是正确的，尽管事实上太阳正午±2小时内，南坡上的通量是比较大的。在φ＝40°N处，同一季节的日总量实际上对所有坡度都相同，在φ＝50°N处，其关系正如图8—2指出的接近相反。

北坡上（北半球）仲夏时的日照总数可以超过直观预期的，因为3—2d一节

中提到的太阳日长度已被忽略。夏半年，日出和日没与北纬圈平行，这意味着一天中从早到晚不能直接照射南坡，因此北坡上日照周期比较长。图8—3示明 φ=40°N，坡度为40%的北坡、南坡和东坡（与西坡相同）上太阳日长度随季节的变化。在整个夏季生长季中，北坡上的昼长最长。

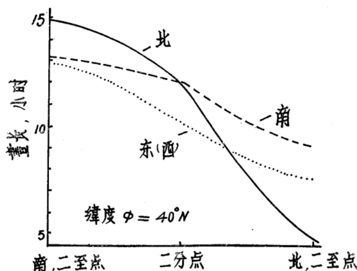


图8—3　坡度为40%的北坡、南坡和东（或西）坡上太阳日长度随季节的变化

地形对解释不同的森林生长率，或评定复杂地形中森林生境质量的重要性是普遍地被公认的；而对可能日照差异的特殊影响至今尚未得到足够的重视。一种合理的推测是，较长时期的直接日照结合比较适宜的短期能量通量，有助于解释北坡上森林生长比较快的事实。在中纬度湿润地区，坡向与生长差异的关系在8—3节中还要详细地讨论。低纬度地区，仲夏时，北坡上，可能日照的日总量比较大（图8—2），南坡的生境对生长比较有利（如北美西南部沙漠区，ψ≈30°N，在向南的方位上，巨大的仙人掌生长占优势）。

地形对气温和地面温度的影响与不同坡向的太阳辐射的差异有关，其中有许多缓和作用。在森林生境的评价和物候现象一节中（8—3a和8—3b）涉及了这方面的例子。一般地，近地面气温随高度Z的增加而降低，因此，在小气候学中，能利用线性回归方程估测月和年平均气温$\overline{T}$，估测值精度还是可接受的，方程的形式如下：

$$\overline{T}=a+bz+c\varphi \qquad (8.1)$$

式中系数a、b、c是随季节和气候区而变化；一般情况下，b＞－0.65℃/100米（标准大气递减率）。中纬度地区，当比较冷的月份时，c经常比较小（而且负的）。表8—1概括了以美国东北部（37°＜φ＜47°N和高度0＜Z＜1000米）的资料为基础的相关特性。

降水量特征的空间分布受大尺度和小尺度二方面地形特征的影响。在比较大的地形起伏的地区内，向风坡的降水量经常增加（地形影响），背风坡减少（雨影作用）。山岳高度每增加100米，降水量每年增加4—8厘米，但背风坡的减少比较大。环绕小山丘或近山脊处，情况相反；当气流经过向风坡空气被迫辐合上升，风速增加，降水被偏斜到背风坡，那里空气辐散，风速降低；近山脊向风坡处成为“吹散区”，背风坡是“堆积区”。

表8—1　　潮湿温带气候区平均温度对纬度φ（度）
和高度Z（10^2米）的相关式中的系数（Lee, 1969）

时　期	系数 a	系数 b	系数 c	相关系数	标准误（℃）
1　月	68.3	－0.482	－1.684	0.98	0.75
4　月	58.2	－0.436	－1.171	0.97	0.66
7　月	52.6	－0.604	－0.702	0.94	0.66
10　月	49.4	－0.517	－0.891	0.95	0.65
年	56.5	－0.523	－1.101	0.97	0.58

在弗吉尼亚西部靠近哈莫尼Grove区，沿着一条穿过小山丘的，被清除了障碍物的横切线上，观测了小尺度地形对降水的影响（图8—4 a）。横切线方向近似地与盛行风方向（SW→SE）一致，线上设有20个观测点，每个点上按置二个小型雨量器；S.C.Hill测定了由5月10日至9月12日（1974）共4个月的每一个风暴后降下的雨量。图8—4 b表示平

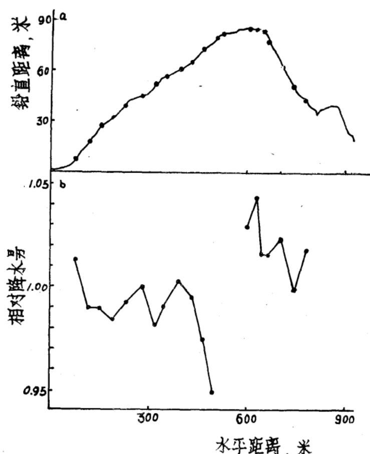


图8—4　a.雨量站，b.沿着顺行风为西南风的横切线上收集到的相对降雨总量

均西南气流超过3米/秒的各个风暴的雨量的相对分布；靠近山丘的顶峰处，向风坡和背风坡测站间的差异大约10%。

地形通过简单的机械偏斜（被动效应）和不同的增热冷却引起的局地气压差（主动效应，见2—3节）改变了一般风场。在复杂地形中，被动影响有沿地面等高线管道风的趋势，而主动影响一般引起上坡风或下降风。无需说的，概括山区中各种风的类型是困难的。尽管下降风（重力）的风速较小，但已引起特别的重视，因为它对河谷和其它局部低地中，冷气湖的形成很重要。在向风坡的上部和中部，靠近背风坡的阶地或坡折处，森林容易受到风破坏。

局地地形对周围水汽压的变化很小，因此，相对湿度的变化主要是温度差异所引起。在生物圈中，相对湿度是一个有用的指标（在恒定周围水汽压下）。高的相对湿度下，有增进真菌和其它病害生物体生长的趋势，然而低的相对湿度促进变干，有增加森林火发生的趋势。当白天增热时，在谷底或比较直接暴露于太阳辐射的斜坡上，相对湿度一般比较低；夜间，谷地相对地十分潮湿，最小相对湿度出现在中部坡位上（暖坡区、见8—3b），那里温度最高。

8—2　森林更新

当森林树木被采伐或其它原因被破坏时，林地上的萌芽条和实生苗被迫应付突然变化的环境。疏开林冠后造成的小气候变化程度一般随空隙大小的增加而增加。在林中空地能量丰富的环境下，某些树种茁壮生长，有些树种则不然。为了恢复所期望的森林，从另外的源地引入种子或实生苗，这经常是必须的，或有利的。在温室或苗圃中培养的实生苗经常用于荒山造林或采伐迹地造林。

8—2a　温室气候

一般的温室或玻璃房是一种被控制的环境，在温室中，太阳辐射用于促进光合作用，和作为空间增热的主要的或辅助的能源。温室玻璃，当它洁净时，对短波辐射起部分屏蔽的作用（入射角90°时，短波透射系数$t\approx0.9$），对长波交换几乎是一个完全的阻挡层。温室玻璃的辐射特性导致这样的结论，温室收集辐射能或辐射温室效应类似于地球大气中自然发生的效应。

辐射温室效应基本上是用词不当；然而在描述大气中所发生的效应，这个概念还是有用的，用大气效应解释在地面上用玻璃包围起来的部分空气体积所产生的密闭气候，是站不住脚的。Wood（1909）用实验方法、Businger（1963）用分析方法论证了这个错误观念；温室效应和大气效应之间的相似性是不正确的，因为温室气候的主要因素是保护作用，玻璃抵制湍流热损失（1966，Munn）。换句话说，温室玻璃不起收集辐射能的作用，它只能把一部分大气包围起来。

现代气象学和气候学教课书不管这些证据，还经常维持着温室——大气的相似性。误解无疑地是由于主观认为大气和玻璃相似，以及在教学中举例图简便。通过直接了当的分析，问题的基本原理能被澄清。

为了简单起见，设想一个无阻挡的黑体表面（所有波长$a=\varepsilon=1$），表面上的净辐射能用下式表示，即

$$R_n = S_t + L_i - \sigma T_s^4 \qquad (8.2)$$

式中T_s（°k）是表面温度，在玻璃复盖下，$t=0.9$，长波吸收率为1，净辐射R_{nu}为

$$R_{nu} = 0.9S_t + \sigma T_g^4 - \sigma T_{su}^4 \quad (8.3)$$

式中 T_g和T_{su}分别是玻璃和地面(在玻璃下面)温度。其差值是玻璃的影响,即辐射温室效应。

$$R_{nu} - R_n = -0.1S_t + (\sigma T_g^4 - L_i) + (\sigma T_s^4 - \sigma T_{su}^4) \quad (8.4)$$

(8.4) 式将指出，在典型白天情况下，收集的辐射与玻璃下面观测到的温度增加不相应。作为一个例子，假定气温

$$T_a = 300°k = T_g = T_s = T_{su}$$

及 $S_t = 1.0$卡/厘米²·分

那么 $R_{nu} - R_n \approx 0$

因为

$$0.1S_t = 0.1卡/厘米^2·分 \approx \sigma T_g^4 - L_i \quad (8.5)$$

正如图 3—19 中示明，$\sigma T_s^4 - \sigma T_{su}^4 = 0$。通常等温状况不普遍，白天时，$T_g > T_a$以及$T_{su} > T_s$。这意味着当温度偏离时 (8.4) 式中的最后一项将成为越来越大的负值，补偿了（或超过补偿）玻璃和大气间长波平衡$\sigma T_g^4 - L_i$的增加。

不可避免的结论是，经常引证的辐射温室效应不适合于温室、太阳能采集器或其它用玻璃包围的空间。事实上，白天几乎经常是$R_{un} - R_n < 0$（逆温室效应！），因为在平常环境下，玻璃透射率$t < 0.9$。温室的奥妙是，当把近地面的空气圈闭在一个小体积内时，它使得有可能进行比较正常的辐射能交换。

多次反射。在以前的讨论中，假定地面相当于黑体，因此净短波辐射S_n等于输入分量S_t[(8.2) 式或ts_t (8.3) 式]。如果在典型情况下，温室地面和玻璃二者反射入射通量的小部分为r_f和r_g，在某一方向上的总通量将由各个反射部分的无穷级数组成。例如，朝下的数列为：ts_t，$r_g r_f ts_t$，$r_g^2 r_f^2 ts_t$，等等，朝上的数列：$r_f ts_t$，$r_f^2 r_g ts_t$，$r_f^3 r_g^2 ts_t$ 等等；朝下的总和Σd和朝上通量Σu是具有相同比值$r_f r_g$的有限几何级数的总和，确切地说，

$$\Sigma d = \frac{ts_t}{1 - r_f r_g} \quad (8.6)$$

和

$$\Sigma u = \frac{r_f ts_t}{1 - r_f r_g} \quad (8.7)$$

因此，温室地面上的净短波辐射是

$$S_n = \Sigma d - \Sigma u = \frac{ts_t\ (1 - r_f)}{1 - r_f r_g} \quad (8.8)$$

通常反射系数的乘积$r_f r_g$是比较小的，$S_n \approx ts_t\ (1 - r_f)$；严格地讲，必须假定玻璃和地面为无穷的平行面。用类似的方法可以证明，二个透明灰体表面间的净长波辐射是

$$L_n = \frac{(\sigma T_2^4 - \sigma T_1^4)\ (\varepsilon_1 \varepsilon_2)}{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 - \varepsilon_1 \varepsilon_2} \quad (8.9)$$

式中ε_1和ε_2是分别具有温度T_1和T_2的表面长波发射系数（地面具有比较低的温度时，通量符号是正的）。当考虑了地面实际辐射性质时，发现 (8.4) 式的解通常仅有轻微的偏差。

实验资料。最近在标准的温室和空旷地同时观测了净辐射和地面温度，图8—5示明整个24小时周期内，玻璃封闭的效应 (Clutter, 1975)。整个周期内，温室内的地面温度都

超过空旷地，温度差的范围大约由3℃（夜间）到40℃以上（白天）。夜间，温室内净辐射稍大于空旷地（0.03卡/厘米²·分），但白天时，温室内比空旷地少0.3卡/厘米²·分。在24小时内周围空气温度大约分布在10°至24℃。在昙天情况下，最大总辐射是1.08卡/厘米²·分，出现时间正午后不久。

8—2b

林中空地和采伐迹地

林中空地小气候对森林经营和更新起着重要作用。在过渡带或森林边缘由森林气候变化到空旷地气候是非常突然的，但很大的林中空地除外，通过林中空地，森林影响是可以探测的。特别有意义的是，小气候随着离森林边缘距离而不同；差异程度直接与采伐区的大小和几何形状有关。

在平坦地的大伐区上，森林边缘直接光辐射的可能周期（太阳日长度）决定于方位。在北半球，北向林缘只有夏半年（春分点和秋分点之间的时期）被直射。尽管这样，太阳日还是短，因为林分边缘是一堵有效的铅直墙，只有当太阳平行于北纬时，才能被直射。事实上，北面边缘太阳日出现二段时间：当地日出到太阳方位角90°（正东）之间的时间，以及到日落结束时。南面边缘，太阳日最长，平均来说，哪里日辐射总量最大；然而，仲夏时，向东或向西的铅直边缘上，可能辐射总量最大。由3—2d—节中（用坡度 i = 90°）提出的相关关系能得到任意特殊情况下的方程解。

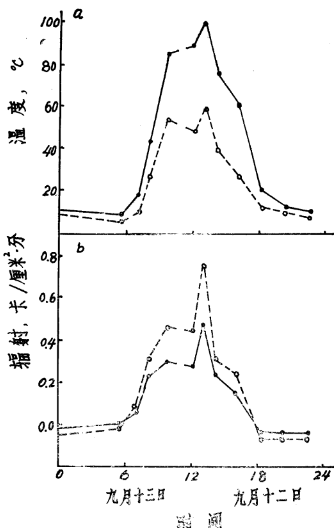


图8—5 玻璃下面（实线）和空旷地（虚线）的地面温度（a）和净辐射（b）

当林分边缘处在阴影中，树高h投射的影子长度S是太阳高度A和边缘与太阳之间锐角B的函数（图8—6）；准确地说

$$S = h\sin B\cot A \qquad (8.10)$$

当太阳光线与边缘成直角时，$B = \frac{\pi}{2}$，$S = h\cot A$；这是正确的，如正午时沿北面边缘就是

这种情况。尤其要注意二分点时〔由(3.11)和(3.14)式〕，因为

$$\cos B = -\sin\omega t \sec A \quad (8.11)$$

以及 $$\sin A = \cos\phi\cos\omega t \quad (8.12)$$

影子长度 $S = h\tan\phi$ 是常数，对北面边缘整个太阳日始终是一样的。假设一条均匀宽度w的采伐带，林缘直接光辐射部分的面积是 $1-\left(\frac{S}{W}\right)$。

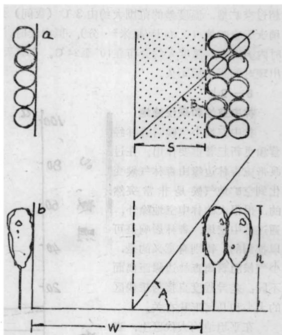


图8—6

皆代迹地宽度为w，森林高度为h投射的阴影长度s：a，顶视图，b，端视图

譬如当太阳靠近地平面、或多云和阴天情况下，因为漫射太阳辐射部分$\frac{S_d}{S_t}$的比值增加，所以林中空地的大小和形状渐渐地成为不太重要。在这种情况下，通量相对地比较小；在3—4b节中已讨论了林中空地和林缘的某些一般关系，某些附加细节于8—4c中介绍。当地面温度比较低和有霜或冻结危险时，林中空地对长波辐射平衡的影响特别重要。

白天，采伐迹地上的实生苗遭受比较高的辐射能通量和地面温度，夜间，相反地比较大的能量损失和较低的温度。在十分小的林中空地，或靠近森林边缘，晚上来自周围树木长波环境辐射L_e大于来自大气长波通量L_i，从这个意义上讲，地面受到保护。$L_e - L_i \approx 0.1$卡/厘米²·分（图3—19），以绝对值来说，差值比较小，但是它对幼树起关键作用。在大的林中空地内，或离森林边缘距离比较远时，辐射保护的程度减少。可以用预期的净长波辐射差来估测空地大小的影响。

例如，在高度为h的森林中，一个直径为d的园形林中空地（图8—7）；从空地中心到树顶之间的垂直角i是

$$i = \tan^{-1}\frac{2h}{d} \quad (8.13)$$

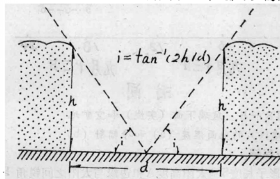


图8—7

森林高度为h，直径为d的园形林中空地

投入到地面上的大气长波辐射L_i，由(3.49)式得

$$L_i\text{（地面）} = L_i\cos^2 i \quad (8.14)$$

地根据(3.50)式，相应来自森林的环境通量是

$$L_e\text{（地面）} = L_e\sin^2 i \quad (8.15)$$

假定长波平衡L_n基本上不受地面发射率特征的影响，

$$L_n = L_i\cos^2 i + \sigma T_v^4\sin^2 i - \sigma T_s^4 \quad (8.16)$$

式中T_u和T_s分别是周围植被和裸露地面的温度。图8—8示明夜间典型情况下（就是说L_i＝0.40卡/厘米²·分，百叶箱温度T_a＝10℃，T_S和$T_u \leq T_a$）林中空地的相对大小$\frac{d}{h}$与净辐射的关系。当空地大小增加时，长波平衡L_n减小；当$\sin^2 i$接近于零时（$\frac{d}{h}$大），出现最小值。周围林木的相对影响不取决于其它条件；在$\frac{d}{h}$＝1，2，4时，$\sin^2 i$依次为0.80，0.50和0.20。

净长波辐射交换对确定小的林中空地夜间地面最低温度是一个重要因子。因此，结露的次数和量，霜的形成一般随离林缘距离而增加。然而，在比较大的林中空地内，空气循环比较自由，对地面温度可以产生影响；夜间，地面常常比空气冷，对流交换有使幼树周围增暖的趋势。明显地，中等大小的林中空地，环境的极端性最大。风受林中空地几何形状的影响，风也是一个重要因子，它涉及皆伐区内雨量分布，这个问题在8—4a节中详细讨论。

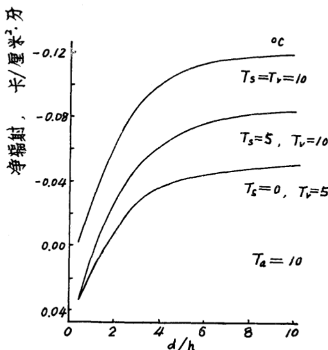


图8—8　林中空地中心的净长波辐射（Li＝0.40卡/厘米²·分）与空地相对大小$\frac{d}{h}$的关系

总之，皆伐迹地小气候与森林到森林边缘的小气候不同，离林缘中间的地方是极端环境，在比较大的林中空气内极端小气候出现稍少。在理想大小的林中空地内，幼树具有丰富的光照、风的保护和相对适宜的温度等一系列有利条件。林中空地上土壤的直接蒸发大于森林中，当干旱的时期，地面上的湿度条件不利。然而，在几厘米深处，土壤水分水平大于邻近森林，那里可利用水供成熟林木竞争。

8—2c　人为破坏地

人类活动常常造成难以更新的裸露地；在开采矿物资源过程中，森林被采伐后更是如此。新暴露的矿渣对森林更新来说有物理性能不稳定，化学成分低劣以及小气候不利等趋势。特别是地面温度极端化，严重地限制了树木实生苗的成活率，它又同地面上能量过程密切地结合起来。

矿渣土的辐射性质可能是地面上产生恶劣的生长条件的一个决定性因子。Deely(1970)测定了许多种矿渣土的长波发射率和短波反射系数；除去矿渣土的传导率以外，他的资料按五个主要树种被列于表8—2中。反射率变化于6到33%之间，众所周知，在比较深色的物质上，重新造林比较困难；这暗示着采取措施，增加地面的短波反射率可能对更新创造比较有利的条件。

表8—2　五类主要矿渣土的长波发射率ε，短波反射率r和导热率k

(Deely, 1970)

矿渣土类型	r	ε	k（卡/厘米²·分·℃）干	k（卡/厘米²·分·℃）湿
浅色的沙石	0.33	0.981	0.034	0.202
浅色的矿质页岩	0.24	0.932	0.039	0.226
深色的矿质页岩	0.12	0.984	0.057	0.189
黑色的有机页岩	0.10	0.977	0.047	0.086
烟煤	0.06	0.988	0.011	0.063

煤矿渣土上的地面温度常常超过植物生命可忍受的极限值；Deely (1970) 在南宾夕法尼亚浅色的矿渣土上，当晴朗夏季干旱情况下，观测到最高的地面温度持续在50—55℃，在深色的矿渣土上可高达65°—70℃，在潮湿地区，一旦植物根系已很好地建立，矿渣土的水分含量明显地不是一个限制因子，但是实生苗经常死亡，因为雨后地面迅速变干。Lee、Hutson和Hill (1975) 报导了地面反射率变化对净辐射、最高温度和实生苗存活率的某些影响。研究证明某些问题涉及人为破坏地区的森林更新，还指出为什么某些树种在这种生境中能比较好的适应生存的自然原因。

表8—3列出了二种对比度大的矿渣土类型的辐射分量的平均值，该数据是在夏季晴朗的中午时刻测得。每一种矿渣土用普通白色洗涤剂作处理，以便增加它的反射率，对处理的和非处理的样地得到同一时间的测定值。在不同的日子观测了浅色和深色的矿渣土的辐射值（注意总辐射差值），这些数值没有作直接比较。处理把深色矿渣土的反射率由正常的5%增加到33%，浅色的由22—40%。因而，在二个例子中，净辐射减少。

表8—4列出了观测到的气温和地面温度。正如预期的那样，即使样地十分小（10米²），在被处理过的矿渣土上平均气温稍微低一些。自然的和被处理的浅色矿渣土上的平均地面温度偏离平均气均温值不大。事实上，被处理的浅色矿渣土上的地面温度比它上面的空气稍微冷一些。这是值得注意的，自然深色矿渣土的平均地面温度超过平均气温16℃，处理则降低到11℃。在自然深色矿渣土上观测到的地面最高温度是21℃，大于自然浅色矿渣土上所观测到的。

表8—3　自然的和被处理的浅色和深色矿渣土上的各个辐射分量的平均值

分量		符号	浅		深	
			自然的	处理的	自然的	处理的
短波	总的	S_t	1.23	1.23	1.31	1.31
	反射的	S_r	−0.27	−0.49	−0.06	−0.43
	净的	S_n	0.96	0.74	1.25	0.88
长波	大气的	L_i	0.52	0.52	0.52	0.52
	表面的	L_o	−0.68	−0.65	−0.83	−0.73
	净的	L_n	−0.16	−0.13	−0.31	−0.21
所有波长	净的	R_n	0.80	0.61	0.94	0.67
	反射率%	100r	22	40	5	33

表8—4　自然的和被处理的浅色和深色矿渣土上的气温和表面温度℃

温度	符号	浅		深	
		自然的	处理的	自然的	处理的
平均气温	$\overline{T_a}$	26.9	26.6	29.3	28.2
平均地面温度	$\overline{T_s}$	28.8	26.2	45.6	34.6
差值	$\overline{T_s}-\overline{T_a}$	1.9	−0.4	16.3	6.4
表面最高温度		45	39	66	53

根据回归分析得出，地面温度T_S的变化率随能量预算中的分量S_n和L_i而变化，S_n和L_i不取决于地面温度；对自然浅色矿渣土来说是

$$T_S(浅) = 16.8 + 7.83(S_n + L_i) \tag{8.17}$$

对深色矿渣土是

$$T_S(深) = 3.5 + 22.95(S_n + L_i) \tag{8.18}$$

系数的倒数等于辐射、对流、传导和蒸发损失热输送系数之和；确切地说，

$$h_r + h_c + h_b + h_e(浅) = 0.128卡/厘米^2·分·℃ \tag{8.19}$$

和

$$h_r + h_c + h_b + h_e(深) = 0.044卡/厘米^2·分·℃ \tag{8.20}$$

因此，多数状况下，对浅色、深色二种矿渣土$h_r \approx h_c \approx 0.01$卡/厘米²·分·℃，因为二者都特别干旱，所以$h_r \approx 0$，传导热量输送系数大约等于0.10卡/厘米²·分·℃ = h_b(浅)，和0.02卡/厘米²·分·℃ = h_b(深)。换句话说，浅色矿渣土通过传导明显地消散地面能量，它的效率高达粗的、深色矿渣土的五倍；尽管深色矿渣土上净辐射比较低，通过用导热率就可以解释，在被处理的深色矿渣土上的地面温度比自然浅色矿渣土上高得多。

用阔叶树和针叶树栽植或播种在相似矿渣土上，试验处理对成活率的影响，结果列于表8—5中。所列出的数据是在高酸性（PH3.1—3.6）深色矿渣土上测得的。处理提高了黑刺槐栽植的成活率，然而针叶树栽植成活率的效果相反；针叶树播种造林的成活率显著增加，与栽植成活率形成鲜明的对照。

表8—5　自然的和被处理的矿渣土上各树种的成活率和叶子净辐射

树　　种	深	色
	自　然　的	处　理　的
成活率（株数/80米²）		
植苗的		
刺　槐	47	81
奥地利松	168	118
弗吉尼西亚松	92	86
播种的		
弗吉尼亚松	71	82
净辐射		
刺　槐（a=0.30）	0.52	0.58
弗吉尼亚松（a=0.89）	1.20	1.45

为了解释这些树种成活率的不同，在每一种情况下考虑叶子净辐射是有启发的。用表8—3和8—4中的辐射分量和温度的平均值，和吸收系数，单位水平面积上叶子净辐射值列于表8—5中。计算了叶子在气温情况下的净辐射；叶子在较高温度情况下，R_n通常减少了温度差乘以$8\sigma T^3$倍。

松叶的净辐射输入大大地超过刺槐。虽然矿渣土表面上经过处理后可以减少R_n，但叶子上R_n却增加。明显地，在经过处理的样地上，附加的能量应力与松树实生苗栽植成活率低相对应。然而，不管附加应力，处理可以增进直播松树的成活率。解释这种似乎矛盾的现象，考虑在对流消散热能中，叶子类型的相对效率是有用的。

新冒出来的松树幼叶被大约0.05厘米大小的针叶隔离；近地面接近静风的典型风速下（如u=100厘米/秒），就对流来说，叶子边界层厚度大约0.015厘米；这意味着h_c=0.24卡/厘米²·分·℃。栽植松树的针叶丛限制对流交换；Gates，Tibbals和Kreith（1965）发现松枝的h_c能用下式表示，即

$$h_c = (18.0 + 0.71u)\ 10^{-3} \quad (8.21)$$

式中u用厘米／秒。当u=100厘米／秒时h_c=0.09卡／厘米²·分·℃，或单个针叶的三分之一那么多。

8—3　森林生长

8—3a　森林生境评价

森林生长随生境间的变化很大，在复杂的地形中，生境质量的差别看来似乎是决定于土壤和大气影响二者的结合，这种影响要定量化很困难。森林工作者开始描述生境时常常用土壤的物理和化学特性、以及标准年龄时树木平均高度（立地指数）表示生长势。在土壤特性相同的地方，林业工作者倾向于用土壤水分和林分组成不同来解释地形对生长的影响，例如，常常这样阐明，南坡比较干旱，土壤水分不足限制了这些生境中树木的生长，因此，这些生境采用某些耐旱的树种比较好。然而在潮湿的地区，不管用“干旱生境”和“潮湿生境”术语描述不同方位生长特点的差异都是近似的，也是有问题的（Lee和Sypolt，1974）；资料提

醒我们，一个比较可取的方案是把小气候差异的生理反应包括在内。

在西部弗吉尼亚混交落叶林内（$\Phi = 40°N$，$Z = 600$米），Lee和Sypolt发现

1、坡度为20%的北坡上，40年老树每年生产的纤维比邻近南坡增加35%。

2、二个坡上生根层的土壤质地、容积密度、PH和营养水平都相似。

正如图8—9示明的，生长季时，这些生境和其它相邻的三个地点（每一位置不同年分）进行的土壤水分研究证实：

1、在潮湿地区（年平均雨量≈1300毫米；夏季≈700毫米），生长季的90%的时间，二个坡上土壤水分按体积都在20%以上。

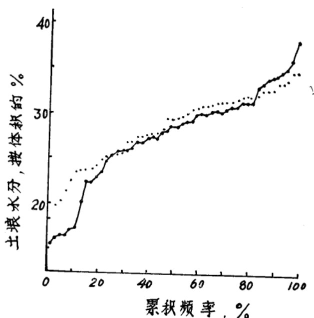


图8—9　生长季时，北坡（点线）和南坡（实线）上土壤水含量的频率分布

2、生长季的绝大部分时间，二个方位上生根层的土壤湿度水平实际上相似。

3、当最潮湿的时期，南坡上土壤水分含量比较高；当最干旱的时期，南坡上比较干。这些资料暗示，观测到的林木生长的差异不能归结于土壤物理和化学性质的差异，或土壤水分状况的不同。

为了试验各种方案的假设，需要测定林冠上辐射能通量和铅直温度剖面。为了达到这个目的。坡上架设了构件的金属塔（图8—10a）。表8—6列出夏季晴天中午时（太阳正午±2小时）辐射分量的平均值。南坡上的净辐射超过北坡的24%；众所周知，强的辐射输入有时与净光合作用减少相连系，这些影响很容易用辐射导致树冠温度增加来解释。

铁塔共分十层，在每层上记录了气温，某些树顶几乎达到塔高的90%，但每个坡上树的平均高度大约是塔高的70%。正午时，最高气温常常出现在塔高的80%处；图8—10b是晴朗夏天中午时的平均铅直剖面。从图上看出，二个坡上树冠气温最大差值常常出现在塔高的60%处。

图8—11　示明晴朗夏天土温（15厘米深）和树冠气温（60%塔高）的日变化。夜间，南坡的气温比北坡低；白天，南坡的气温比北坡高得多；土壤温度的状况与此相反；通过调查地面特性发现这些明显异常的原因。与厚度少于2厘米的北坡相比，南坡上有一层5厘米厚的比较干的枯枝落叶层和多纤维的根，它们明显地把矿质土壤绝缘了。

各树种间的净光合作用的最适温度不一样。但是多数研究指出，生物圈中温暖期时，最适宜值常常是超过的。中纬度地区，森林树种的最适宜温度经常取25℃；如果这个假设是对的，图8—11的气温型式暗示南坡上中午生长有较大降低。同样地，当强烈的输入辐射时，因为叶面温度常常超过气温，它的影响或许大于气温资料所暗示的。

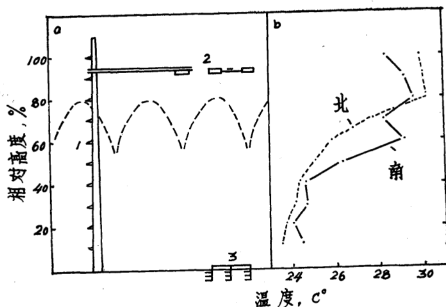


图8—10　a、观测塔装置的图解　①防风的温差电偶位置。②辐射表。③土壤温度装置b、夏季晴朗中午时北坡和南坡上的平均气温剖面图

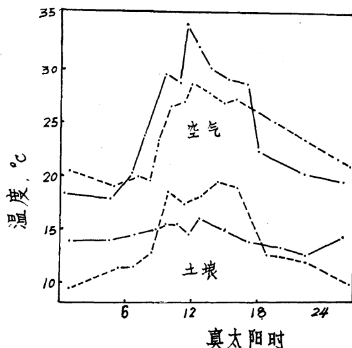


图8—11　一个晴朗的夏天北坡（虚线）和南坡（实线）上的气温（塔高的60%）和土壤温度（15厘米深）的变化

表8—6　晴朗夏天正午时林冠上各辐射分量的平均值(卡/厘米²·分)

分　量		符　号	坡　向	
			北	南
短波	总的	S_t	1.17	1.40
	反射的	S_r	−0.22	−0.25
	净的	S_n	0.95	1.15
长波	大气的	L_i	0.56	0.56
	表面的	L_o	−0.66	−0.66
	净的	L_n	−0.10	−0.10
所有波长	净的	R_n	0.85	1.05
反射率(%)		100r	18	18

各坡向上观测到的小气候差异也说明南坡上的植物水势通常较大，并不取决于土壤水可得性的任何差异。如，相对湿度为50%，当树冠温度从25℃增加到32℃时，水汽压差（叶子减去环境）加倍；因此，即使小的树冠温度差能显著地增加蒸腾势。南坡比较低的土壤温度同样地对植物水势有贡献，因为通过根部的水吸收率一般地随温度增加。

8—3b　森林物候现象

小气候对植物活动的年循环的影响是森林生长分析的一个重要方面。"生长季"和"休眠季"是以普通观测为基础的一般术语；物候学渴望用生物周期和大气周期性之间的相互作用对这些基本概念作出比较确切的物理解释。众所周知，中纬度地区树木生长期可根据植物或气温统计方法取得；从因果关系推断，在一定的生境中，温度是关键性的参数。

森林生境的温度受许多局地因子的影响，包括海拔高度、地形要素的方位和接近大水体等。一个不太显而易见的因子是，山丘地形中，局地环流对斜坡面上平均温度分布的影响。夜间冷空气排泄常常造成沿较低坡面上有显著的大气逆温（一般递减率）；山谷和山脊上比坡面的中间地带（热带或暖坡带）要冷。白天，随着上坡风，暖坡带就消失。但是夜间的影响是明显的，甚至在平均温度剖面图上也很清楚。图8—12示明在宾夕法尼亚中心区，沿均匀的西南坡上所观测到的影响（Chang,1968）；图上绘出的圆点是在混交阔叶林冠下观测到的夏半年的平均温度。

图8—13示明温度对森林物候现象的影响。坡的上部与河谷比较，那么坡上部阔叶树展叶提早10天（图8—13a），落叶比河谷推迟7天（图8—13b）。在坡上部，直径连年生长量也是最大；相对生长率（与上坡相比的百分数）是：山脊86%，较低坡上90%，河谷96%。

8—4　森林水文

森林生物圈对水文现象产生复杂的影响；生物圈的能量循环和水文循环同时发生并互相依赖。然而，森林生物圈的重大影响除了作为一个潜热汇合区和必然地成为大气水的源区外，森林还影响降水的配置、整个生物圈液态水的流动和由河川输出的水的质量。

8—4a　森林降水

林冠截留降水，随之影响它的配置，这是一般知识，但是林冠上降水受森林复盖存在的

影响已成为一个推测的问题。实验证据很多；没有道理的事实看来似乎证明森林影响是正的，增加了总的降水量。然而，在这种情况下，无可否认的统计相关没有说清楚因果关系；事实上，实验证据的细心分析指出，统计是骗人的。

我们认为至少有二个原因可以预料有林地区的降水测定值显示出正的森林影响。通常，森林位于局部山地上，因为地形影响的结果，哪里降水量比较大；同样地，森林复盖有缓和近地面风速的影响，因而，与空旷地相比，减少了雨量接收量的损失（见8—1a节），它是空旷区的特征。这些因子是互相不依赖的，当然，除非试验的雨量器网就按置的高度和紧靠雨量器附近的风速能作比较，否则实验资料将不足以证实或看轻所断定的森林影响。

风可以影响降水的接收量，或者由于风对雨量器本身的影响（雨量器误差），或者由于在地面上的实际降水量中渗入了小尺度的不均匀性（生境误差）。在这两种情况下，都存在着地面上某些障碍物引起的正常风场的破坏；前者是雨量器本身，后者可能是小山丘、树木仍至少量植被。在障碍物向风的一边，因为空气被迫辐合上升，风速u增加引起降落雨滴的倾斜角I增加，作为第一近似

$$\tan I = \frac{u}{v} \qquad (8.22)$$

式中v是雨滴的落速。随着u和I的稳定增加，顺风方向上地面降水强度p减少，因为降水p被散布在比较大的局部范周内（图8—14）；背风方向，气流辐散，因为u和I减少，p增加。I角很重要，因为不仅对角度本身，而且空气经过不规则的生物圈表面时，角度I连续地变化着。

从（8·22）式看出，当v增加时，角度I降低，风的影响被减小；对标准状况下，作为雨滴质量的函数，或用相当的直径，能分析确定v值（表8—7）。雨滴大小通常变化于大约0.5和5毫米之间，随空旷地降雨强度而变化（在林冠下雨滴比较大）。如果u和v已知，计算出角度I，任意一点的雨量差额的近似值等于1—cosI；用这种方法计算的差值与经验结果比较相符（Koschmieder，1934；Mueller和Kidder，1972）。

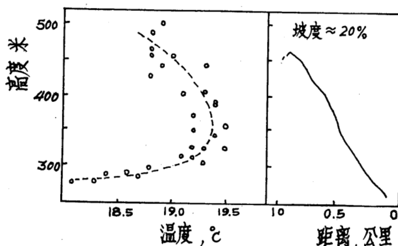


图8—12　夏半年阔叶林冠下山谷底部到山顶上的平均温度变化

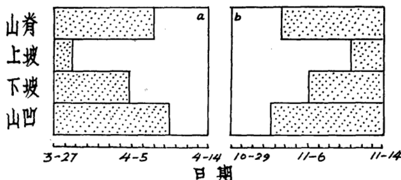


图 8—13　斜坡上阔叶林内开始展叶(a)和落叶结束日期(b)。

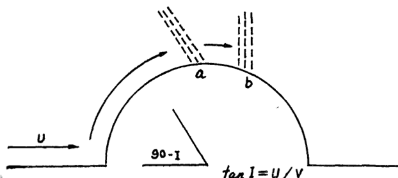


图 8—14　障碍物对降落雨滴偏斜角的影响，典型带：a."风蚀区"b."堆积区"

表 8—7　　相应于各种水滴直径和降水强度的雨滴的终速

直　径 (毫米)	强　度 (毫米/小时)	速　度 (米/秒)
0.5	—	2.06
1.0	＜1	4.03
1.5	3	5.41
2.0	14	6.49
2.5	48	7.42
3.0	130	8.06
3.5	303	8.52
4.0	—	8.83
4.5	—	9.01
5.0	—	9.09

众多的研究似乎已经证实长期的争论有利于森林对总降水量为正的影响的一方。在古典研究中，Hursh（1948）选择了一个十分接近的区域，在田纳西东部的科佩尔流域，那里2800公顷林地受冶炼工厂浓烟毒害，叶子完全脱落。受害区和周围森林之间有一条4800公顷的草复盖带（1—3公里宽）。在每个带上有二个观测站测定了降水量，时间为4年；年平均值指出，森林降水量超过受害地区约14%（表8—8）。

表8—8

平均风速和观测的年平均降水量（毫米/年）和校正了风影响后的降水量

带	风速 u（米/秒）	降水量	
		观测的	经校正的
受害区（秃叶的）	2.26	1277	1458
草地	1.67	1339	1462
森林	0.33	1459	1466

表8—8也指出，在各带之间，平均风速变化很大，在林木受害的地区，风速较大。用1—cosI作为每一带中降水差额的估测值，一个校正的平均降水量$\overline{P'}$为

$$\overline{P'}=\overline{P}\ (2-\cos I) \qquad (8.23)$$

式中$\overline{P}$是观测的平均值。假定雨滴直径为1毫米，校正可以减少各带之间的差异小于0.5%。

森林增加山地的有效高度。可以预料到总降水量的少量增加通常是由于地形影响的必然结果，这是合情合理的；一般来说，地形影响大约4—8厘米／100米·年，25米高的森林增加局地雨量约1—2厘米／年。还可以预料到由林冠蒸发的附加水量可加入全球平均降水量中，这也是合理的。因为地球上总的森林面积大约是4（10^9）公顷，每年森林利用150毫米或更多的水，它超过其它复盖型，进入大气的附加水是6（10^3）立方公里；这个数字与全球每年降水容积大约4.6（10^5）立方公里相比，估计增加1.3%。蒸腾的水进入大气中，随大尺度风系移动，所以认为蒸腾的水再凝结降到大体上同一个地区是不合理的。

当一块云(雾)水平移动到林冠中，组成云的微滴与叶子接触后被沉淀。在沿海的雾带，或在高山上，这些微滴积累和从叶子上滴下显著地增加土壤水分和河川流量；在某些情况下，附加的水相当于其它形式的降水总数。关于这一部分神秘的降水，森林影响是不可争辩的，但这种现象严格局限于一定的地理范围内。

8—4b　浮露河川

森林河川通常产生特别高质量的水，还有许多其它的理由可说明森林河川是有价值的，如森林河川水经常维持正常质量标准。森林河川保护了足够量的水生生物，提供了一个野外娱乐活动的环境，以及美化森林环境的艺术要求。生态平衡很大程度上决定于人类活动，各种人类活动又可以危害生态平衡——如蔽荫条件的排除和水生栖息地的暴露可以使热力特性异常地极端。

理论。假设一条通过皆伐地的森林河川。当明亮的阳光照射的时期，河川温度将随流经伐区的距离而增加。流经伐区的单位时间Δt(分)内，增加温度ΔT，可用下列公式表示，

$$\frac{\Delta T}{\Delta t}=\frac{Q}{\rho cd} \quad (8.24)$$

式中Q（卡／厘米²·分）是用于增热水的单位表面面积的能通量，d是平均水深度，$\rho c=1.0$卡／厘米³·℃是水的容积热容量。假定忽略地下水流入，河川任一剖面上都是等湿状况。

浮露河川流经伐区的长度已知为L（厘米），流经时间$\Delta t=\frac{L}{V}$，式中V是朝下游水移动的平均速度。在林冠下，如果忽略$\frac{\Delta T}{L}$，从而

$$\Delta T=\frac{QL}{Vd} \quad (8.25)$$

ΔT是由于暴露于空旷大气中导致的水温度增加。当$\frac{L}{d}=10^3$时，$\Delta T=10^3(\frac{Q}{V})$，(8.25)式的解列于表8—9中。

表8—9　暴露河川部分的温度增量与Q, V（$\frac{L}{d}=10^3$）的关系

V（米／秒）	Q（卡／厘米²·分） 0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
1	2.0	4.0	6.0	8.0	10.0
2	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
5	0.4	0.8	1.2	1.6	2.0
10	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
20	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5

在某特殊情况下，根据河川参数能估测V或直接测定得到V，但Q是能量预算方程中的剩余项：

$$Q=R_n+H+L_vE+B \quad (8.26)$$

通常白天时，大气比河川暖，R_n和H是正的（传送能量给水），B是负的（传导到河床上）。潜热通量L_vE或正或负，决定于水汽压差e_a-e_s（环境减去表面）的符号。初夏或触雪水输入河川时，露点温度大于水温，因而出现凝结（正的L_vE）。

观测。设想一条小的森林河川，它流经皆伐迹地(图8—15)；暴露部分长度L＝76.4米（皆伐迹地的宽度）。当流量下降的17天内，在三个选定的日子观测了河川的平均宽度W、深度d、流速、以及流率q（容积／时间），（Day, 1976）；该时期总雨量是0.5厘米。河川特性被列于表8—10中，随着流量降低，$\frac{L}{d}$由1076增加到1777；以河川表面面积$a=LW$为基础，$\frac{L}{Vd}$（$=\frac{\Delta T}{Q}$）的比值一定增加。

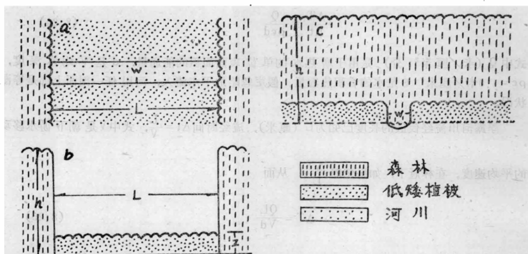


图8—15　穿过皆伐迹地的森林河川：a、顶视图　b、端视图　c、侧视图

8—10　　一段长度为76.4米暴露河川的特征值

日期 1975	宽度 w (厘米)	深度 d (厘米)	速度 v (厘米/分)	流率 g (米³/分)	$\frac{L}{d}$ (厘米/厘米)	$\frac{L}{vd}$ (分/厘米)	a = LW (米²)
6月26日	206	7.1	477	0.697	1076	2.26	157.4
7月1日	179	5.3	287	0.272	1442	5.02	136.8
7月8日	164	4.3	217	0.153	1777	8.19	125.3

根据美国东部夏令时间12：00和15：00的观测值来估计皆伐迹地边缘上游的平均水温T_i和下游的平均水温T_o，计算了温度增加值$\Delta T = T_o - T_i$。同一时间，在皆伐迹地的中心观测了总辐射S_t和气温T_a。根据附近观测站的湿度计估测环境水汽压e_a。这些参数的平均值列于表8—11中。

表8—11　　选定日期的平均水温、气温、环境湿度和总辐射
（美国东部夏令时间12：00—15：00）

日　期 1975	水　温（℃） T_i	 T_o	 ΔT	T_a (℃)	e_a (毫巴)	S_t (卡/厘米²·分)
6月26日	20.23	21.28	1.05	26.8	20.2	0.693
7月1日	19.18	21.30	2.12	27.5	17.1	0.830
7月8日	19.52	22.33	2.81	26.8	19.5	0.840

在暴露地段内，河川部分地被皆伐迹地的边缘树木和沿着暴露河段生长的低矮植被（平均高度Z＝46厘米）所遮蔽。河川总的方向穿过皆伐迹地向东北方向流动。河底主要是成份不明的基岩。

分析。用表8—10和8—11的资料，能解出（8.25）式中的Q，即

$$Q = \Delta T\frac{Vd}{L} \tag{8.27}$$

根据（8.26）式

$$\Delta T\frac{Vd}{L} = R_n + H + L_v E + B \tag{8.28}$$

式中$\frac{Vd}{L}$ （$=\frac{Q}{\Delta T}$）等于卡/厘米²·分·℃。另一种表达式是用河川流率q和表面积a。

$$Q = \Delta T\frac{g}{a} \tag{8.29}$$

考虑每一个能量通量的相对大小和估测它们对河川特征和暴露的依赖性是有益的。

净辐射。河川表面上的净辐射是每个分量的总和。在未被遮荫的点上观测总辐射$S_t = S_b + S_d$，但由于遮荫减少了河川表面单位面积上的平均通量。遮荫对直接辐射S_b的影响决定于暴露河川的几何形状和太阳的相对位置。漫射通量S_d的遮荫影响决定于和半球源地有关的河川的视角因素。

高度为Z的河岸植被投射的阴影长度S如下，

$$S = Z\ \mathrm{Sin}B\ \mathrm{Cot}A \tag{8.30}$$

和（8.10）式一样，B是河川轴和太阳之间的锐角，A是太阳高度。河川遮荫部分是

$$\frac{S}{W} = \frac{Z}{W}\mathrm{Sin}B\ \mathrm{Cot}A \tag{8.31}$$

式中W是河川宽度，非遮荫部分是$1-(\frac{S}{W})$。相似情况下，皆伐迹地边缘树木投射的阴影长度是

$$S' = h\ \mathrm{Cos}B\ \mathrm{Cot}A \tag{8.32}$$

河川遮荫部分（$\frac{S'}{L}$）是

$$\frac{S'}{L} = \frac{h}{L}\mathrm{Cos}B\ \mathrm{Cot}A \tag{8.33}$$

式中L是暴露河川的长度，$1-\frac{S'}{L}$是非遮荫部分。把河岸植被和树木遮荫效应结合起来，河川的非遮荫部分是

$$U = \left(1-\frac{S}{W}\right)\left(1-\frac{S'}{L}\right)$$

或

$$U = \left[1-\frac{Z}{W}(\mathrm{Sin}B\ \mathrm{Cot}A)\right]\left[1-\frac{h}{L}(\mathrm{Cos}B\ \mathrm{Cot}A)\right] \tag{8.34}$$

河川表面上直接光辐射的平均通量密度是

$$S_b(\text{河川}) = US_b \tag{8.35}$$

对三个观测日的每天来说，每小时B和A值实际上是一样的。假定河床上 $\frac{Z}{W}=0.25$固定不变，以及$\frac{h}{L}=0.20$，每天12：00—15：00时（美国东部夏令时间）的U值变化于0.90和0.92。少云正午时，为了计算S_b，假定$S_b=0.7S_t$，并采用U平均值为0.91，即

$$S_b\ (\text{河川})=\frac{S_b}{S_t}US_t=0.64S_t \tag{8.36}$$

就太阳辐射漫射分量S_d来说，假定天空是各向同性的

$$S_d\ (\text{河川})=F_0S_d \tag{8.37}$$

式中Fo是相对于河川的空旷天空的视角因素值，（Fo是观测者站在河边上直接"看见"的半球天空）。由岸堤植被决定的河川视角因素F_1是Z、W和L的函数；用Hottel（1930）图解法或通过Dunshie（1973）使用的光学图解分析都能估测F_1。相似地，由皆伐迹地边缘树木决定的河川视角因素F_2是h、L和光路的长度（无限）的函数。根据Hottel的分析，

$$F_1=F\ (Z,\ W,\ L)\approx0.80$$

和

$$F_2=F\ (h,\ L,\ \infty)\approx0.85$$

因此二者结合的影响，$F_1\cdot F_2=F_0\approx0.68$，根据假定$S_d=0.3S_t$

$$S_d\ (\text{河川})=\frac{S_d}{S_t}F_0S_t=0.20S_t \tag{8.38}$$

（8.36）式与（8.38）式结合，河川的总辐射平均通量密度是

$$S_t\ (\text{河川})=0.84S_t \tag{8.39}$$

河川的净短波辐射是

$$S_n=S_t+S_e-S_r \tag{8.40}$$

S_e是岸边植被和树反射到河川上的通量，S_r是河川的反射通量。环境通量S_e是与河川有关的岸边植被和树木的视角因素F_v，以及植被反射系数r_v的函数；准确地说，

$$S_e=F_v\ r_v\ S_t \tag{8.41}$$

因此$F_v=1-F_o$，　　$r_v=0.20$

$$S_e=(1-0.68)\ 0.20S_t=0.06S_t \tag{8.42}$$

河川反射的短波分量（S_r）是输入分量总和（S_t+S_e）和水反射系数r_w的函数。令$r_w=0.10$（波状表面，强烈的太阳：表3—3），把（8.39）和（8.40）式结合起来，

$$S_r=0.10\ (0.84S_t+0.06S_t)=0.09S_t \tag{8.43}$$

把（8.39）、（8.42）和（8.43）代入（8.40）式中，整个河川表面上的平均净短波辐射是

$$S_n=(0.84+0.06-0.09)\ S_t=0.81S_t \tag{8.44}$$

河川净长波辐射有三个分量，就是说

$$L_n=L_i+L_e-L_o \tag{8.45}$$

式中L_i是来自大气的通量，L_e是来自环境的通量，L_o是发射（输出）的通量；

$$L_i = F_o \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (8.46)$$

$$L_e = F_v \varepsilon_v \sigma T_v^4 \quad (8.47)$$

$$L_o = \varepsilon_w \sigma T_w^4 \quad (8.48)$$

式中ε和T分别是发射率和表面温度，下标a、v和w指的是大气、植被和水。因为ε_v和ε_w经常超过0.95，又因为长波反射率增加表面通量〔（3.46）式〕，取$\varepsilon_v = \varepsilon_w = 1.0$，用（8.47）和（8.48）式进行了估算；同样地，由表8.11假定$T_v = T_a + 5$ ℃和$T_w = \frac{T_i + T_o}{2}$。

估测的净辐射分量（美国东部夏令时间12：00—15：00的平均值）列于表8—12中，值得注意的是

$$L_n \approx 0$$

$$S_e - S_r \approx 0$$

以及

$$R_n \approx S_n \approx S_t \text{（河川）}$$

事实上，忽略误差，$R_n = 0.82 S_t$（观测）。

对流。观测期间，气温总是高于河川温度，因此H是正的（释放能量给河川）。河川上湍流的强迫对流热输送系数一定变化于8—12毫卡/厘米^2·分·℃之间(风速为1—2米/秒)。林中空地观测的平均风速小于1米/秒。假定h_c的平均值等于0.01卡/厘米^2·分·℃，河川上的对流输送率是

$$H = 0.01\ (T_w - T_a) \quad (8.49)$$

式中T_w是入口处温度T_i和出口处温度T_o的平均值（表8—11）。表(8—13）列出了观测到的平均温度差值（河川减大气）和研究时期内估测的对流率。

表8—12　夏季选定日期一段暴露的森林河川上的净辐射分量

辐射分量		6月26日 1975	7月1日 1975	7月8日 1975
观测的	S_t（无遮荫）	0.69	0.83	0.84
估测的	$S_b = 0.64 S_t$	0.44	0.53	0.54
	$S_d = 0.20 S_t$	0.14	0.17	0.17
	S_t（河川）	0.58	0.70	0.71
	$S_e = 0.06 S_t$	0.04	0.05	0.05
	$S_r = -0.09 S_t$	−0.06	−0.08	−0.08
	$S_n = 0.81 S_t$	0.56	0.67	0.68
	$L_i = F_o \varepsilon_a \sigma T_a^4$	0.38	0.39	0.38
	$L_e = F_v \sigma T_v^4$	0.23	0.23	0.23
	$L_o = -\sigma T_w^4$	−0.61	−0.60	−0.61
	$L_n = L_i + L_e - L_o$	0.00	0.02	0.00
	$R_n = S_n + L_n$	0.56	0.69	0.68

表 8—13　　一段暴露的森林河川上的平均气温和水汽压差、估测的能量预算分量（用卡/厘米²·分表示）

项　　目	6月26日 1975	7月1日 1975	7月8日 1975
$T_w - T_a$（℃）	−6.0	−7.3	−5.9
$e_s - e_a$（毫巴）	4.3	6.6	5.2
H	0.060	0.073	0.059
L_vE	−0.075	−0.114	−0.090
R_n	0.562	0.686	0.679
Q	−0.465	−0.422	−0.343
B	−0.082	−0.223	−0.305

蒸发。与河川温度相应的饱和水汽压e_s总是大于所观测的环境水汽压e_a（表8—11），因此在能量预算中，L_vE是负值项。河川的水汽扩散阻力r_a与对流热量输送系数有关；如果空气的热传导率$K=0.0036$卡/厘米²·分·℃，空气中水汽扩散系数$D_v=0.25$厘米²/秒，以秒/厘米表示的

$$r_a = \frac{0.015}{h_c} \qquad (8.50)$$

h_c是卡/厘米²·分·℃。$h_c=0.01$卡/厘米²·分·℃，因此$r_a=1.5$秒/厘米，从（5.12）式中得到

$$L_vE = -\frac{0.026\ (e_s - e_a)}{1.5} \qquad (8.51)$$

或，$L_vE=-0.0173\ (e_s-e_a)$。表（8.13）列出所观测到的平均水汽压差和研究期内估测的蒸发率。

传导。通常，当正的净辐射时期，热量将传导到河川底部（B负的）。代替观测，根据能量预算〔（8.27）〕式能估测B。（8.27）式给出了水增热所要求的能量；表（8—13）列出每一项能量通量估测的平均值。

热量传给河川底部的传导率〔（8.28）式中作为剩余项计算〕明显地与所观测的河川温度的增加ΔT成正比。$\frac{B}{\Delta T}$的平均值等于0.097卡/厘米²·分·℃（范围由0.078—0.108）。伴随水温的平均增加产生河川底部热梯度的等量增加，因此$\frac{B}{\Delta T}$是传导的热量输送系数的测定值。

8—5　人类反应

森林工作者，以及这些利用森林环境作为游憩或其它目的的人，一定与他们对付小气候的能力有关。辐射、温度、风和湿度的极端状况或这些要素不正常的结合都能带来不舒服和

降低完成要求活动的能力。因此，为了种种目的，提出一个人们一般认为舒适水平的指标值是有用的，因为人类面临着需要或选择环境的极端性。

当气温大约20℃时，多数人们感到舒适（有益于健康、休息和穿少量的衣服）。少许偏离适宜条件可引起不舒服，不舒服的程度常常随偏离的绝对量而增加。明显地，其它大气要素也影响舒适水平，但温度指标一般最常用，因为它最容易被测定和应用。

“干”的大气比“潮湿”的大气令人愉快，这是经常阐述的。譬如说，多数人发现在相同气温情况下，干燥地区的干热比潮湿地区的闷热要好受一些。明显地，这里“干”和“潮湿”指的是相对湿度和绝对湿度水平。

8—5a 暖的环境

对超适宜气温来说，适当的舒适指标值是容易规定的。人类身体装有一个自动调节的冷却系统；该系统能排汗。而且在比较高的环境气温下，调节系统常常比较快速地排汗。排汗本身不能使身体冷却，但皮肤表面水蒸发能产生显著的冷却效应。

典型的最大排汗速度(接近于人类忍耐的极限，如果连续数小时)是0.5千克/米^2·小时，或按能量计算是0.5卡/厘米^2·分。这个数字约相当于夏季晴天太阳辐射的50%。当呼吸时，人体出现附加的凉爽。人体内肺脏的绝对湿度大约是44克/米^3（37℃时的饱和水汽密度）。这个数字差不多高达夏季中纬度潮湿气候区平均环境湿度的三倍。假定环境湿度是14克/米^3，呼吸1立方米空气，净损失30克水汽，相应损失热量约17千卡。

在暖环境中，可以用环境气温T_a和湿球温度T_w确定一个不舒适指标DI（忽略风的影响），

$$DI = 0.4\ (T_a + T_w)\ + 4.8 \qquad (8.25)$$

式中温度单位℃（Munn; 1970）。简单地说，在一定气温下，湿度越大（湿球温度）越不舒适。注意只有温度在不舒适的最低界限以上时，DI才有意义；在$T_a = T_w = 20$℃（100% = rh）DI = 20.8℃，但是$T_a = T_w = 40$℃，DI = 36.8℃。明显地，DI与人们感觉记载的大体上相符，但是就涉及的温度范围而论，DI无物理意义；它简单地是一个指标。

风对蒸发变冷是重要的，因为它减少了对水汽扩散的阻力。它同样地减少对热扩散的阻力，因此当皮肤的温度大于气温时，风增加了对流的热量损失率。在温暖环境下，风的影响一般是一个有利条件（除了气温超过人体表面温度以外），但是在适宜的环境温度以下时，它是一个明显的不利条件。

8—5b 冷的环境

在适宜温度以下时，人体表面热量损失率常常超过热量获得率，这时就出现凉飕飕的感觉。人体表面温度常常假定约33℃，如果净辐射和传导很小，可以忽略不计，新陈代谢产生的能完全消耗于对流和蒸发。因为对流和蒸发率一般随风速u增加，利用“风—寒冷”指标可使不舒适的水平公式化。

根据模拟物体（塑料，充满水的园柱体）的热量损失率结合未穿衣服的成年人的主观经验，已经把风—寒冷指标WC用公式表示（Falconer, 1968）：

$$WC = h_c\ (33^0 - Ta) \qquad (8.53)$$

式中h_c是温度为Ta（℃）的热量输送系数，热量输送系数能被写成

$$h_c = 0.00167\ (u^{0.5} - 0.01u)\ + 0.0174 \qquad (8.54)$$

式中h_c用卡/厘米^2·分·℃，u用厘米/秒表示。风速1—16米/秒范围内，Ta = 0℃时(8.53)式和（8.54）式的解列于表8—14中。

表 8 —14

人体温度为33℃（Ta = 0 ℃）的对流热量输送系数hc和热量损失率

项　　　　目	风速u（厘米/秒）				
	100	200	400	800	1600
h_c 毫卡/厘米²·分·℃	32	38	44	51	57
wc 卡/厘米²·分	1.07	1.24	1.45	1.69	1.89
cw 千卡/米²·小时	642	746	873	1014	1137

这个分析没有细致地考虑干冷空气比湿冷舒适些，它是人类多次重复的经验结论。Munn（1970）阐述：如果环境气温降低，湿度变化的影响变得越来越小，在0℃以下时，可以忽略。他提出另一种解释是："人体的一部分感应不舒服，可能有误差。" Budyko（1974）估测了气象要素对人们热状态的影响；他作出结论"气温、太阳辐射和风速的变化很重要"，但是"湿度的变动对人类身体热状况的影响比较小。" Landsberg（1964）发现在冷空气中，控制因子主要是体温和气温间的差值、人体和环境间的辐射交换和风速。大气水分含量仅仅起较小的作用。

考虑了能量预算中的每一个分量可得到更深入的了解。利用人体表面上的平均通量密度来标记分量。对人类生存来说，新陈代谢的热量M常常取正号。在冷的环境中，对流、传导和潜热交换有使人体冷却的趋势；净辐射或正或负。假定新陈代谢产生的热量与环境湿度无关，在恒定气温情况下，考虑剩余项的变化归结于湿度增加是有道理的，也是有启发的。

首先，确定湿度增加是物理变化还是生理变化或二者的结合。例如，众所周知，在晴空情况下，大气湿度能减少输入短波辐射通量，潮湿地区，云量对减少总辐射是比较重要的。当然，夜间，上面这些相同的因子通常增加大气长波辐射输入通量和增加Rn。

在水分比较多的潮湿地区，表面层热传导通常比较大，因此人们与这种表面接触时常常经受比较大的热量损失（有冷的感觉）。许多自然物质是吸湿性的，衣服的水分含量稍微增加可以显著地减少它的绝热效应。在潮湿环境中，由于排汗使衣服潮湿，能使衣服维持较长时间的潮湿。

众所周知，人的皮肤对湿度变化起反应；在低湿度下，皮肤收缩变干，对蒸发损失产生一个比较大的阻力。Budyko（1974）已经指出，在冷的大气中，皮肤温度经常降到30℃或以下，这时皮肤的蒸发效率降低到大约潮湿皮肤的10%。在冷的环境中，当血管缩小时，人体组织的导热率降低到大约正常值的三分之一。任何组织的变干有降低导热率的倾向，甚至降低比较多。通过对流交换减少热量损失。

呼吸失调、伤疤组织疼痛、风湿病和风湿性关节炎的发病率和湿度之间有直接关系。临床研究表明，患有病痛者既不是假装又不是心理上的意志消沉的反应。因而，对若干人来说，湿冷大气要比干冷大气令人不舒适得多。

总之，在适宜气温以上和以下，大气湿度都能产生不舒适。在暖环境中，高的环境湿度降低蒸发冷却和增加不舒服。在冷的环境中，大气湿度和云减少太阳能通量和增加与下层、衣服、和人皮肤的导热率；在低的环境温度下，蒸发冷却效应相对地不受湿度变化的影响。风经常能减轻热威胁，但是在冷环境中，风增加了不舒适。

第九章　小气候观测

9—1　有目的的观测

生物圈中进行着错综复杂的能量和质量交换，观测者在生物圈中必须按某些既定的目的去工作。目的性不明确必然导致观测杂乱无章，混淆不清；数据收集过程必须高度精选，因为期望每一项都能被观测到，都能被测定是不现实的，有人认为，只要有了雄心壮志，就能拿到关键的数据，这也是不切实际的。另一方面，首先要提出明确目的，集中精力在关键性要素上，把问题缩小到容易控制的范围内。

小气候学中的有目的的观测要求所收集到的数据与某些特殊的物理意义相应。观测资料的应用包括对生境因子的简单描述、复杂的能量预算分析，研究重点放在建立某些通用的能成立的定律。然而，在每一种目的性明确的观测中，都规定了选用仪器的标准和测定技术。

与观测数据相关的可能包括独立工作的人感官的记录和无生命的感应机械的反应。前者通常是必不可少的，但经常需要一定的辅助。在某些情况下，没有恰当的代用品取代感觉灵敏有理解力的人，也没有必要发展复杂的仪器去记录一些简单的现象，因为这里人的观测不太可能发生错误。

9—1a　生境描述

小气候调查的最初目的可能是为了比较不同的生境状况，但这必然总是第二位的考虑，所以，生物圈物候的知识就产生了。生境描述应当包括地理座标（纬度、经度和离平均海平面的高度），与主要地形特征的和大水体的相对位置；这种资料对确定地区性气候都是有帮助的，但是，一般地点大气现象的平均资料和极端资料常常需要。然而，更重要的或许是紧靠观测点的土地类型，生境与周围环境的地理位置，观测点的坡度和坡向。

小气候学中的生境描述也应当包括有关亚层特性的资料，生境上及周围植被的自然和植物描述。精确地记载仪器的位置（包括离地面的高度和距其他目标物的距离），以及每一次观测的日期和地方时都是基本的工作。为了比较不同生境和不同时间的观测资料，时间必须换算成真太阳时（3—2b节）。

在地形复杂的地区，或在林中空地上，垂直于地面的障碍物影响辐射能的交换和风的状况。障碍程度可用从水平面到不同方向的实际平面的垂直角描述。实际平面可能是极端不规则的，但是一个新的摄影装置（全球仪）能缓解这个困难。

全球仪由Pleijel (1954) 构思，宾夕法尼亚州立大学J.R.Jenness于1971年首次设计出来。图9—1示明，投射到抛物面反光镜上的光线按平行光线反射出来，在摄影软片上构成一个极化立体影象。因为反光镜的直径比它的孔径大，一张象片能表示整个天空和天顶角大约100°范围内的周围地物(图9—2)。象片是一个二度空间的投影，任何极圆的半径r′按下式确定：

$$r' = r\tan\frac{z}{2} \qquad (9.1)$$

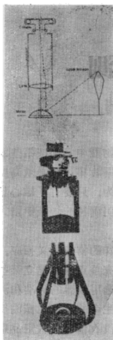


图9—1　全球仪：a，简图；b，反光镜和照相机安装的象片

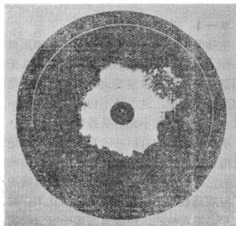


图9—2　纬度φ＝40°N，在林中空地上用全球仪拍摄的天空半球的极化立体象片

式中r是法向水平圆的半径，z是半径r′的圆上任一点的天顶距。

全球仪象片是观测时生境曝露情况的永久性记录文件。如果仪器用固定罗盘点定向，方向和铅直角能从象片上直接读出，这意味着太阳光线的路径（图3—6）能被引入投影图中（如图3—21）。用鱼眼镜头或其他仪器表面上也能得到类似的投影畸变，但这些仪器的特性不如全球仪好，而且每个鱼眼镜头或其他仪器都要单独校准。

9—1b　表面特性

除记载森林生境的一般特征和方位以外，要尽可能记录影响交换过程的表面特性方面的信息。辐射能的交换取决于表面透射系数、反射系数以及发射系数，也取决于地物的几何关系，因为它决定对各个分量的吸收和发射的部分面积。地物的大小、形状和方位对决定传导、对流和潜热交换的部分面积也是重要的（见7—4节）。

在生境上取得影响小气候的亚层林木和目标物的矿物和有机成分方面的详细资料也是重要的。这些资料能用于说明不能直接被观测的热容量和导热性；物理描述（如大小、形状、结构、容积密度和含水量）比普通名字和科学术语还要有用得多。含水量是最重要的，如果不需要重复测定，土壤水分的重力采样通常是一种最简便的方法；另外，电测或无线电技术可能是更好的测定方法（Johnson，1962）。

表面和大气之间的可感热和潜热交换受形状、特征尺寸和空气动力粗糙度的影响；记录邻近的相互作用面也是重要的，例如簇状针叶；见8—2c节。潜热交换很大程度上受表面有无水的影响，或受亚表面层水的扩散阻力的影响。叶子气孔阻力可以根据气孔数、大小和形状（5—3b节）间接估测，或直接用一种新式的扩散测孔计直接测定（stigter和Lammer，1974），精度较间接测定更高。物候资料也是很重要的；现已了解，阔叶树叶子的气孔阻力

到生长期末期时明显地增加（Gee和Federer，1972）。

9—1c 仪器特性

小气候仪器是指示和记录一个目标物（传感元件）对某些环境影响的数量反应的装置。所有部件（甚至一个生锈的螺丝钉）对外界环境都有反应，但各种感应元件在感应程度、直线性和稳定性方面都极不相同。同样地，一个感应器可能同时受生物圈的一种以上的特性的影响；例如，一个不遮荫的水银柱，随环境气温增加，或者辐射能输入都能膨胀。因而，仪器设计的任务是选择一个性能最稳定的感应元件，把它与所有的影响尽可能隔绝，仅仅接受一种影响，并把这种感应增大，使人眼容易感知。

工业技术已经能生产出小气候仪器和宽容量的记录装置；其中很多在市场上可以购买到，或用普通材料可以装配起来。成套仪器设备（包括感应元件和数字显示装置）的成本通常随其复杂程度、完备程度和多功能程度而增加。此外，为了合理地选择仪器方案，也要考虑一些实际应用中的问题，如灵活性、耐久性，以及将原始数据换算成便于使用的形式所化的时间和费用。

仪器部件的灵敏度是仪器对生物圈的某些特性微小差异的指示能力，灵敏度用显示装置刻度能探测的最小差值表示。仪器精度是指在常定状态下一系列测定值之间的一致程度，但准确度决定于仪器和某些标准刻度（如温度尺度的百分温标或摄氏温标）的一致性。高灵敏度的仪器，甚至测定数字精度很高，但可能不准确；一种仪器应当具有足够的灵敏度，以便充分利用仪器内在的精度和准确度，但过分灵敏适得其反。

仪器的感应元件是用来反应某些环境特征的变化，由于环境边界效应，可能会影响所测定的数字；用大的感应元件，或者许多感应元件暴露在一个小的空间中，这种情况特别显著。需要提醒读者，即使小的传感器也占一定的容积，一定汇集了整个仪器表面的环境影响；例如一支温度表头部或其他附属物都能传导热量进入或离开一个感应面。仪器影响把系统误差引入观察数据中；另外，与常定环境相联系的短期脉动性，通常总是存在着“随机误差”。这些脉动性是客观存在的，这种“误差”仅仅在统计意义上是重要的（例如，当计算参数的平均值时）。

小气候仪器通常用来测定生物圈不连续的环境特征。然而，由于安装错误、暴露在极端环境中超出设计范围或缺乏固定的维修，感应元件或读数显示机制常常会反映一些不相干的影响。认真负责的观测员应该能明白这种仪器是出毛病了，仪器数据的准确性很大程度上决定于使用者的能力。

9—2 仪器类型

测定生物圈特性的仪器很多。“制作千千万万……无边无涯”，可能对仪器和书籍都是对的。下面叙述的仅仅是少数仪器；读者若要详细了解，可参阅本章末尾列出的选读文献。

9—2a 测辐射仪器

辐射表是用于测定短波和长波辐射的小气候仪器的总称。这类仪器可分为两大类，一类是测热式的，利用任一波长的辐射热效应；另一类是测光式的，以短波辐射的光电效应为基础。分光辐射谱仪和分光光度计用于测定光谱的各波段的辐射能。

光度计或照度计通常都属于测定光照度的仪器，被林学家和生态学家广泛地用于取得林冠下可能的光合作用指数。最通用的感应元件是光电管（硅或硒）；这些轻质的固体感应元件具有选择光谱反应的功能，因为叶子改变了光的波谱分布，在判读数据时必须特别注意。

光度计通常要按照度单位刻划（呎烛光或勒克斯；见第3—2a节），光电元件也常常被用作比较廉价的太阳辐射表中的感应元件，测定按能量单位的总辐射S_t。

日射强度表或相对日射表是测定垂直入射的直接太阳辐射的仪器。这些仪器主要用于科学研究，野外使用很困难；数据必须用余弦定律换算成水平面上的值。到目前为止，“日射强度表”这个术语通常是指测定水平面上总太阳辐射S_t的仪器；1965年世界气象组织建议定名为辐射强度表。

测热式辐射表通常用一块薄金属板连接一个热电偶，测定辐射对感应元件的热效应。温度增加，或感应元件和另外一个不受辐射通量影响（或影响上有差别）的物体之间的温差，按已知通量密度标定。例如，最广泛应用的一种仪器就是Eppley黑白辐射强度表，穹面光学玻璃实际上可以穿透的波长是0.28-2.80微米。感应元件黑、白两部分对辐射通量的感应不同，温度差异由差示热电偶通过电压输出显示出来。

用一个电位计可以从Eppley辐射强度表或类似仪器上读出瞬时输出，或者能够连续地传送到纸条记器录上。一种比较简单而便宜的辐射强度计见图9—4；仪器上的硼硅酸耐热玻璃穹面能透过约90%的0.36—2.0微米波长的辐射。感应元件是双金属温度表，一个涂黑，一个涂银；温度差通过机械装置传送到钟表发条推动的圆筒形纸条上，纸条按通量密度的单位刻划。

辐射强度表(图9—3和9—4)感应元件上的玻璃穹面可以避风防雨，使辐射效应绝缘。然而，玻璃不能穿透长波辐射，所以，测定长波辐射（通常指周围大气中的红外辐射，见3—2a节）的仪器必需用聚乙烯或其他能够穿透长波辐射的材料遮盖。通常，长波辐射净通量$L_n = L_i - L_o$是主要考虑的数据；测定L_n的仪器称为地面辐射表。

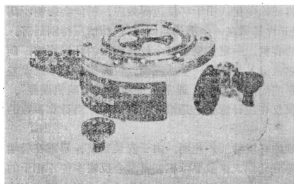


图9—3　Eppley辐射强度表

已经设计出一种既可测定短波又可测定长波辐射的仪器，称为热辐射表，用于测定所有波长净辐射R_n的仪器称为净热辐射表、辐射平衡表，或简称净辐射表。在小气候学中，经常需要测定遮荫而无明显地改变辐射平衡的表面的净辐射；图9—5示明Fritshen（1963)设计的微型净辐射表。聚乙烯遮盖（“窗口”）用干空气（密封增压），保持形状和阻止内部凝结；感应元件的上、下两面都涂黑色光学漆，为了最大限度地感应所有波长的辐射。

辐射表的感应元件可用各种方式被组合，以便测定辐射交换各个分量。如果两台辐射强度表一起曝光，一台仪器的感应元件仔细地仅仅遮断直接光通量S_b，则漫射通量S_d可被测得，并且

$$S_b = S_t(\text{观测}) - S_d\ (\text{观测}) \qquad (9.2)$$

用一台辐射强度表朝着地面，能测定反射短波辐射S_r，如果同时测得S_t，则表面的反射系数就是S_r/S_t；把两个测定值结合在一起的一种简单仪器称为反射率表。Tanner等人(1969)设计的一种经济辐射表可以装备四个感应头（一个涂黑和一个涂银的感应头朝上，另外一个涂黑和一个涂银的感应头都朝下），以便测定短波和长波辐射的输入和输出分量。

现在又发明了许多其他的辐射仪器。Bellani辐射强度表利用总辐射使酒精汽化：用蒸馏的酒精容积作为一天总太阳辐射的测定；黑、白多孔杯状蒸发表中水损失速度的差异也是应用了这种汽化原理。在某些情况下。每天明亮的日照时间可作为辐射总量的有用指标；一个简单的非电力装置，康培司托克日照计，利用一个玻璃球把太阳光聚焦在纸条上，在纸条上烧出一道焦痕，这种仪器被公认为世界标准仪器。

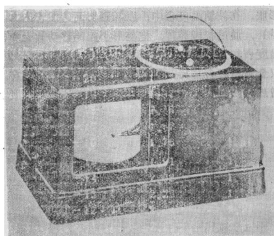


图 9—4 双金属自记辐射强度计

9—2b 温度测定仪器

小气候学中温度测定是异常地重要；资料是最有用的，远超过通常作为描述参数的范围。测热式辐射表（9—2a节），热力风速表（9—2c节）和干湿表（9—2d节）是基本的温度测定仪器。可感热通量和潜热通量都取决于温度的点测定值。适合于小气候学的温度表设计中已经采用了许多基本的工作原理，已经发展了无数供特殊目的使用的仪器型。

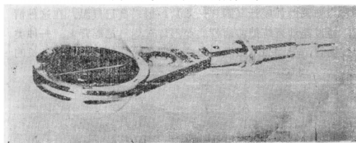


图 9—5 Fritschen微型净辐射计

温度表可被分为指示器（关键时刻能读出刻度），记录器（用机械方法或电传方法获得连续的记录），或遥测传感器（单一传输到所要求的位置上）。用给出的资料来看，有最高、最低和累积（平均）温度表。按测定生境的因子可以区分出气温．土温(物体)或表面温度仪。工作原理的粗略回顾，以及某些一般仪器的描述，只能对这些重要的专题起引导或作用；认真的观测者将发现，考虑这些特殊仪器的特性对取得比较详细的资料是非常必要的。

最简单的温度测定仪器之一是以融点原理为基础。最高温度指示物能用已知融点的任何物质；在这种意义上，例如雪或冰的融化说明表面温度已超过0℃。用一定温度范围内能融化的各种彩色蜡棒来测定不同的最高温度值。当出现一定温度间隔时，某一蜡捧融化，再凝固时表面出现光泽。

许多普通的温度表都是以热力膨胀的物理性质为基础；如果已知线膨胀或体积膨胀系数，按物体大小的变化能测定物体温度的任一变化。理论上说，问题十分简单，但是，一般物体的膨胀系数是比较小；如水银按体积的相对增加仅仅是$1.8(10^{-4})/℃$。因此，必需通过某些机械装置使热力效应变得比较显著；在一般的玻璃液体温度表中，用毛细管（枢轴）连结到液体槽（球部）中以及刻度板完成了上述功能，板上刻度以标准的温度刻度作对照。

水银和酒精是用于玻璃液体温度表和金属液体温度表中的一般液体；酒精和其它有机液冷于用体的地区（水银大约－39℃凝固）。观测的效应实际上是液体和它的容器之间不同的

膨胀。在波塘温度表中，以椭圆切面弯曲管内有机液体膨胀引起管子的变形（改变弯曲的半径），通过机械装置，把变形引起的移动放大和传送到自记笔或刻度盘上。经常用钢壳水银温度表作为环境感应器，再通过一条长的可变形的钢毛细管，把膨胀效应传送到波塘管上。双金属温度表是另一种变形类型的温度表。具有不同膨胀系数的两种金属片铆压在一起，当增热时，金属片就弯曲。把变形传送到指示刻度盘或指针上。

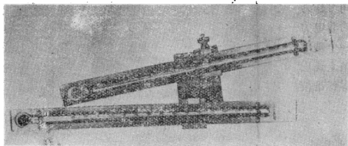


图9—6 带支架的玻璃液体最高和最低温度表

玻璃液体型最高和最低温度表（图9—6）是多数气候站上使用的标准仪器。最高温度表靠近球部有特殊结构，当温度下降时，阻止水银退回球部；另一种型式，在毛细管内有一个细针，当水银膨胀时，依靠表面张力迫使水银离开球部，用这原理指示出温度最高值。充满了琥珀酒精的最低温度表内有一个浮标细针，当温度下降时，浮标细针被迫朝向球部。用水银控制、波塘管传动的、刻度盘类型的最高、最低温度表，或与短杆相连接，或用长的软电缆，可以感应土壤或水的温度（图9—7）。

温度计（图9—8）的外形有点像辐射强度计（图9—4），用来自记气温。在这种情况下，感应元件是镀铬的波塘管，通过连动系统把波塘管的变形传送到自记笔臂上。一种类似的仪器是用一个膜盒装置代替波塘管，受钢壳水银温度表感应部分的推动，连接一条长的电线，可被用作远距离温度计。

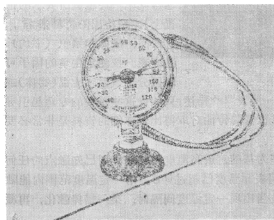


图9—7 水银控制、波塘管传动的刻度盘类型最高最低温度表

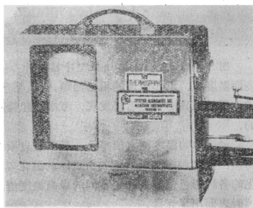


图9—8 镀铬的波塘管感应元件的温度计

许多温度表都是取金属的电性质的优点构成的。当二种不相似的金属线连接在末端上，产生电动力，电压与端点间的温度差成正比；这意味着如果一端的温度已知（参考连接点），那么另一端的温度（测定连接点）可根据电压测定值和金属电性质的知识取得。利用这种原理的温度表通称为温差电偶温度表。最好的温差电偶之一是铜——康铜，它大约产生0.04毫伏／℃。Epply黑白辐射强度表（图9—3）就是采用48个这种连接点的不同温差电堆

构成。

温差电堆感应元件在小气候学中特别有用，因为连接点可以由十分细的导线组成。例如，直径为75微米的对接焊铜——康铜导线，纵向插入松针叶能测得叶子中心温度；市场上可买到直径低到25微米或更细一些的导线。采用现代、轻型、电池起动的微压计，使得有可能在野外读出温度值，达到常规精度约0.1℃。细导线温差电堆密切地与气温结合起来。如果导线外面涂上一层反射膜，甚至在具有净辐射的比较静风情况下，辐射误差可降低到0.5℃或更少一些。

电阻随温度增加是金属的一般性质；这是电阻温度表的基本原理。如果一种金属元件的电阻特性精确地已知，测得的元件微小电流的电阻（微小电流不致于引起元件增热）相当于温度测定值。白金是电阻温度表中优先选用的金属，因为白金稳定性好，然而镍和铜也经常被采用。某些金属氧化物对温度变化显示出显著的敏感性，许多热敏电阻温度表的感应元件常常采用金属氧化物。

表面温度的测定十分困难，因为靠近分界面上一般温度梯度较陡，因为三度空间传感器永远不会与理论上的二度平面相平衡。同样地，生物圈表面通常是不规则的，甚至在一个叶片上从一个点到另一个点温度不同；许多情况下，点温度测定值只能干扰结果（加大抽样问题），因为估测能量交换时，多数用整个面上的平均温度。对于这个困难，目前的解决方法是采用辐射温度表，或笼统地说，“红外”温度表。

辐射温度表以一般的辐射定律为基础；根据斯蒂凡定律，一个黑体的表面温度T_{sb}(°K)严格地是发射辐射通量密度E_b（卡/厘米²·分）的函数，即

$$T_{sb}=333E_b^{0.25} \qquad (9.3)$$

这意味着，如果用辐射表测定E_b，它的标尺可按°K或℃来标定。自然，生物圈中，辐射表只用来测定长波通量。

多数自然表面是灰体，发射的长波辐射如同(3·8)式所描述的，这意味着输出辐射的反射通量也取决于输入通量L_i和表面发射率ε_s〔(3.46)式〕。生物圈内正常情况下，灰体表面总的输出辐射常常略小于同温度下黑体输出的，因此辐射温度表通常低估了实际的表面温度。不过，偏差一般十分小；表9—1列出了$L_i=0.488$卡/厘米²·分，ε_s和表面温度与误差的关系（气温$T_a=20$℃）。林冠温度一般与气温没有很大区别，$\varepsilon_s\geq0.95$，因此误差通常小于1℃。

表9—1　辐射温度表指示的表面温度的绝对误差与表面温度和发射率的关系（$L_i=0.488$卡/厘米²·分，$T_a=20$℃）

发射率	表面温度（℃）			
	10	20	30	40
0.98	0.1	0.3	0.4	0.6
0.96	0.2	0.6	0.9	1.2
0.94	0.3	0.8	1.3	1.8
0.92	0.4	1.1	1.8	2.4
0.90	0.5	1.4	2.2	3.0

图9—9上的辐射温度表基本上是指示标尺按℃累进的长波辐射表。这是一种用电池起动的、轻型的、以及完全手提式的。在野外、用已知温度的参考面能标定手持辐射温度表。



图9—9　手持辐射温度表 PRT IOL 型

在辐射温度表的整个视野范围内，它对长波辐射起反应；视野是一个圆面积，它的直径是仪器到表面距离的5%。同样，仪器能装备一个记录器，对准某一表面可获得表面温度的连续记录。

在某些情况下，一周或一个月的，生境的平均温度对小气候学家是有意义的；该值是空气、土壤和水介质的热力气候的标准指标。一般把平均温度作为物理过程、生物过程对环境的平均反应率有关的独立变量。利用每小时或每日观测值的算术平均通常可以获得平均温度；无论如何，用直接的化学累积的方法可获得相同的资料，这是完全合理的。

化学反应的速度与温度有关，一般来说，根据van't Hoff—Arrhenius定律，速度系数K的对数与绝对温度T的倒数呈线性变化，即

$$\log k = c_1 - \frac{c_2}{T} \tag{9.4}$$

任一时间间隔Δt、K的平均值是

$$\overline{K} = \frac{1}{\Delta t}\int_{t_0}^{t} k\,dt \tag{9.5}$$

因此，如果C_1和C_2是已知常数，根据实验能确定K，代替(9.4)式，对某时期来说，产生了一个有效的平均温度$\overline{T}$。Pallmann, Eichenberger和Hasler(1940)介绍了用蔗糖水解作用作为感应反应的这一类的技术；Lee(1969)在现代实验室和野外试验了他们的方法。

Pallmann方法的精度是不平常的，±0.02℃，然而有效平均$\overline{T}$不恰好与标准温度表的算术平均相符合，因为糖的水解作用与温度呈指数对应〔(9.4)式〕。生化反应同样地随温度按指数增加，从这方面看可视作有利条件，但是要把结果与气候标准相联系较为困难，这是不利条件。差异随温度振幅直接增加，因此，对气温来说，差异是比较大的；土壤或水中，差异可忽略。如果糖的水解作用在干净的玻璃安瓿中进行，并直接暴露于阳光下，辐射效应小于0.1℃。

9—2c 测湿度仪器

水汽对空气性质的影响，水汽对暴露于空气中的物体的影响太多，以致不能作为划分湿度仪器的发展基础。Wexler 和 Brombacher (1951) 提出了15种仪器类型的一张目录表，没有详情无遗的研究著作……，以便得到一张完全的清单。用于小气候学的、最一般的仪器是以热力、吸湿、和凝结原理为基础。

日常湿度测定最实用的仪器之一，多数研究目的最精确的仪器之一是干湿表；图9—10是吊装干湿表。干湿表很简单，由一对测定温度的温度表构成，通常其中一个是干球温度表，指示气温，另一个是湿球温度表（一般湿球上复盖着潮湿的纱布）。当环境湿度小于

100%，由于蒸发，湿球被冷却，湿球温度Tw低一些。根据干湿表理论，标准气压下（1000毫巴），表达式为

$$e_a = e_w - \gamma\ (T_a - T_w) \qquad (9.6)$$

式中e_a是环境水汽压，e_w是温度为T_w情况下的饱和水汽压，$\gamma = 0.66\ (1 + 0.00115T_w)$；在任何其它气压值时，r必须用气压比值P/1000进行加权。很少用（9.6）式计算，因为表、图或计算尺是十分方便地可被用来取得所要求的环境湿度测定值；表A.10是一个例子。

干湿表这一类包括玻璃水银温度表，温差电偶温度表，热敏电阻温度表，以及其它温度表类型。通常以风扇为动力，强迫空气流经温度表球部达到所要求的通风；这种类型之一是阿斯曼通风干湿表（图9—11），以发条为动力开动风扇。阿斯曼干湿表和相似的类型可用于使用吊装型（图9—10)不方便的观测点上。一种轻便的热敏电阻干湿表(图9—12）用干电池为动力发动风扇，通过小管吸入空气；这种类型的装置可以小到像皮下注射针，供给在极小空间内抽取湿度样本。

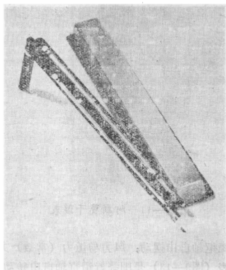


图9—10 水银温度表的一般吊装型干湿表

其它类型的湿度表（湿度仪器的通称）是利用自然的或人工的吸湿性物质对环境湿度变化的反应。毛发和动物膜随着环境相对湿度的变化而改变其大小；当相对湿度由0增加至100%，人发按长度增加2—3%，人发是气候站上用于湿度记录器上的一般感应元件。通过机械装置，把毛发和其它物质随湿度的变化经放大，传送到指示刻度盘或湿度计上，湿度计的外形和结构类似于图9—8上的温度计；一般温湿计在同一图上记录环境温度和相对湿度二个数值。

湿度计的感应元件也能用可观测的质量、颜色或电特性的变化作为湿度指示者。小气候学中，即使湿度指标也不广泛应用重量或颜色探测法，因为其它方法通常比较简单。适宜的电解水份感应膜片（如氯化锂）是比较好的电传导者，潮湿时传导能力超过干燥时，这种膜片通过适当的校正可用来测定环境湿度。

露点湿度表是以露点温度原理为基础：当温度被冷却到饱和点时，水汽开始凝结。如果和潮湿空气接触的表面温度被控制或仔细地监测，凝结开始时的温度就是露点温度。在精密的工作中，辨别凝结开始是一个难题，经常用光电管探测非常光滑的抛光面上反射率的连续变化。

9—2d 测风仪器

风向标和风速表是用来测定空气流动速度的二个分量（即方向和速度）；实际观测中经常仅仅测定水平分量，风向取的是迎风的方向。风向和风速都有脉动快的倾向。所以气流特征必须用平均值、极端值、频率分布或阵性等统计值表示。小气候研究中，多数情况下并不需要气流的连续长期记录，虽然是令人佩服的，但化费的时间、精力和资金很昂贵。

最普通的风速表利用流动空气的动能。风施加压力在一个固体上，必然使固体移动，压力与垂直于表面的风速平方成正比。摆式风速表简单地是一个平坦金属板，和摆一样金属板围

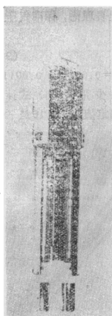


图 9—11 阿斯曼干湿表

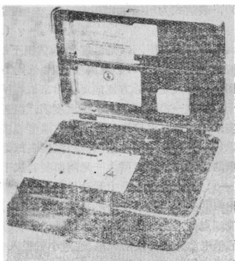


图 9—12 干电池起动通风的轻便热敏电阻干湿表

绕枢轴自由摆动；风力与重力（常数）方向相反，因此偏斜的角度是风力的函数。转杯风速表（图9—13）是围绕着铅直轴自由转动，风车式风速表（图9—14）是围绕着水平轴自由转动。杯的形状是十分普通的；通过机械或电传装置，把轴和转数计、速度计或瞬时记录器连接起来。

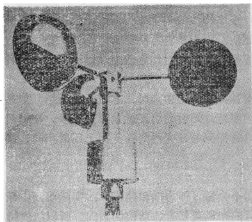


图 9—13 转杯风速表

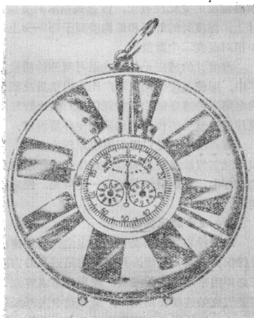


图 9—14 风车式风速表

小空间、或那里风速十分小，用热力或热线风速表（图9—15）十分方便。维持恒定的超环境气温的细导线由于对流迅速地损失热量；热损失率是风速的函数，它可用导线增热所要求的电流来测定。为了便于感应，把感应元件装配在直径很小的探测轴内几个极小的壁龛内，读数表按置在一定距离处，避免观测点上气流的破坏。

9—2e 其它仪器

一般用于小气候学的其它仪器包括各种型式的雨量器以及蒸发和蒸腾仪器。最广泛使用的雨量器简单地是一个顶部开口的园柱形容器（图9—16）；降水经过漏斗汇集入比较小的内部圆柱体内，降水深度被扩大10倍。刻度杆上记录的水线就是测定的降水深度，这种技术已经维持数世纪。各种型式的自记雨量计，以及多点短期采样使用的小孔直接读数雨量计，还有供长期无人管理的大型雨量计等都是有用的。

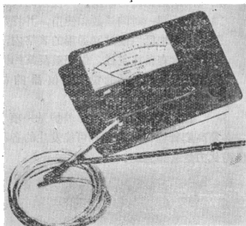


图9—15 热线风速表

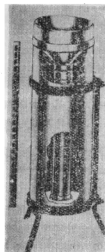


图9—16 标准的非自记雨量器

抽样取得林冠上的降水量是尚未解决的问题，因为透流是不均匀地分布着。一种解决的办法是大量雨量器随机地排列在林地上，测定透流后取观测的平均值。一个比较实际的方法是设立一条长的狭窄小孔（槽式）雨量器．通过不规则树冠效应的补偿减少变化率。

最普通的蒸发仪器是一个盛水的浅圆柱形盆（图9—17）。测微器用来测定由于蒸发引起的水面的变化；不能把蒸发皿测得的资料外推到林内或其它地方，但作为指标对某些情况下可能是有用的。生态学家和其它人在相似情况下常常用许多小型仪器，如Piche蒸发表（它允许水从小的直立的有刻度的圆柱体内抽到多孔纸的盘内，然后蒸发），另一种Livingston蒸发表（它由多孔的瓷杯组成，瓷杯从卡颈玻璃瓶或罐内抽出水份蒸发）。各种蒸发表比各种树叶或其它表面对风速敏感得多，因为后者表面上的水汽压小于饱和水汽压。

9—3 仪器布置

小气候仪器有时单独陈设，但更多情况是群组布置，以便（1）说明同一生境上的各种环境因子，或（2）一个因子的空间变异性，或（3）几个因子的空间分布，这是能量预算研究所要求的。

9—3a 气候站

一个典型的森林气候站至少要包括一个标准雨量器和一个仪器百叶箱（图9—18），安

放有最高和最低空气温度表。此外，经常还装配有大型蒸发皿，水面旁边安装记数风速计，在水中安放一支最高—最低温度表；在这种情况下，首先需要设栅栏，以防大野兽去喝水。为了取得当地气候更完整的记录，百叶箱里也可安放一个温湿计或其它湿度感应器，自记雨量计能帮助我们更确切地统计降水状况。

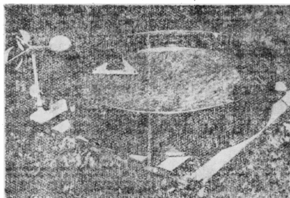


图 9—17　蒸发皿附观测水位用小井和转杯风速表

可惜只有少数森林气候站配备有日照计或自记辐射强度计。有些站有一个或几个深度的最高—最低土壤温度表。在降雪量占年降水量中较大比重的地区，习惯于沿一条预先选定的调查路线，抽样测定雪的深度和密度，并按规定的时间测定新雪的深度。气候站的仪器通常每天同一时间读数和使用，并将数据填入本地区气候站网通用的表格内，表格通常有备注空栏，供记载反常的天气现象或任何矛盾的现象或仪器的故障。

森林气候站的使用和养护是一项十分需要的工作。观测员必须按规定时间进行观测，必须高度警惕并准备克服可能发生的各种困难，保持记录的连续性。断断续续的记录是不值得化力量去整理的。

9—3b　观测塔

为了正确估测生物圈和大气之间的能量流动，需要测定林冠高度活动面以上和活动面以下的各层特性。为此，除少数使用停留的飞行器以外，没有一种工具是方便的，必需建立用拉桩固定在地面上的观测塔或固定杆。观测塔正如图8—10a所示，世界各地的研究组织都用观测塔支架观测仪器。

装卸式金属塔比较便宜，也容易安装；便于折卸存放或搬迁到新的观测点。这种简单装备的主要问题是日常操作和检查仪器比较困难。用合适的轻质梯子、台梯和其它爬杆附件使成本和安装量增加，以及生境小气候人为化。从技术观点看，比较合适的解决办法是使用收缩式金属塔，或用滑轮或吊车系统，升高或降低各种仪器；这种设计改进可能使总成本增加一个量数。森林小气候学显然是一个需要发展和应用较高级技术的领域。

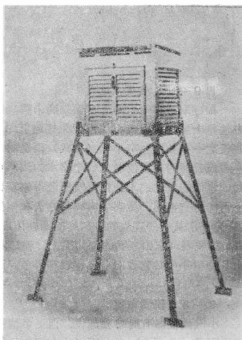


图 9—18　仪器百叶箱

当然，观测塔的量测仪表必需决定于具体的研究目的，但是，认识观测资料固有的局限性和来之不易的观测数据的可能效能，都是重要的。还没有合适的观测塔，供描述森林生境上空气温度、湿度、CO_2浓度的铅直剖面；而且

这些剖面随不同生境而变化，又与土地类型、坡向、森林特征等有关，并且要想取得充足的样本，到目前为至还是一个不可逾越的困难，把数据外推到缺少观测资料的邻近生境也是困难的。Tajchman（1972、1974）最近的工作提出了解决一般问题的有希望的途径；很多其它的研究已经做出了贡献或建议，但很少全盘解决。

往往不必在林冠上安装辐射强度表观测总辐射，除了短波环境通量与相邻旷地相比有差异外，其它辐射通量可用相邻空旷地的数值取代；如果安装辐射强度表，感应板应该与坡面平行。最近几十年内已经积累了许多理论和经验资料，我们可以进行高效率的估测，取代一些化费大的观测。现有资料已经可以说明，企图对每一种情况都能分析归纳是徒劳无益的；例如，复杂地形林冠上空风的结构不可思议的复杂，现在用物理输送模式推导出的数据是无意义的。

9—3c 人为控制

在实验室研究中，完全的环境控制通常是我们期望达到的目标，但在野外研究中，总要避免人为控制。然而在某些情况下，改变观测系统中的局部气候可能是方便或必要的。例如，用蒸腾罩测定光合作用率或植物覆盖地的蒸发损失。

一种帐篷式可打气的罩子示于图9—19中。罩子里有一棵小树，用汽泵从靠近底部的入口打入空气，然后密封，迫使空气通过所要求的出口(Lee，1966)。把干湿球温度表插入进口和出口点的气流中；空气速度用汽泵控制或在出口点监测。如果土壤表面密封阻止直接蒸发，则蒸腾率是

$$E_t = Au\ (\rho_o - \rho_i) \qquad (9,7)$$

式中A是进气管的断面积，u是风速，$\rho_o - \rho_i$是进口和出口空气间绝对湿度的差值。

篷子通常用聚乙烯薄膜制成，厚度约100微米，能透过约90%的短波辐射入射通量。辐射“温室效应”经常很小，通常为负值，即使薄膜能透过大约75%的入射长波辐射。尽管篷内辐射不足，温度仍比篷外高10℃。篷内测得的汽压差（叶子减空气）可比篷外树木大2倍。

密封的效应首先是降低通风。为了精确感应湿度变化，把密封罩作为水汽临时收集器是很方便的；而且同时也收集了热量。在其它自然环境中，广泛使用相似的装置来监测CO_2的通量。最近，企图通过改变设计以改善密封效应，已部分地获得成功。

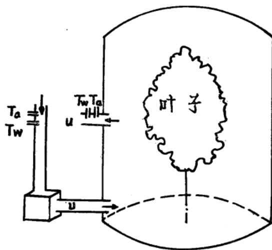


图9—19
用于监测树木水份损失的可打气的帐篷式罩子

第十章　问题类型

森林小气候学的认真的学生很快就会理解伽利略的一句格言："所有真才实学都是自学来的"，这句话的推论就是："你不能教会任何人任何事情"。韦伯斯特把理解说成是"通过恰当概念下观察详细资料，提出明瞭的经验的能力"；"恰当的概念"可以通过有条件的定律、函数相关、经验相关等纯理论地学习，但观察得到的详细资料是更珍贵的个人经验。因此，教师提出的问题首先可以作为例子，帮助学生练习论证本领；学习过程在一定程度上首先是正确和严密的论证过程，任何特殊场合下的"正确"答案总是属于次要地位。

本章包括八节，对应本书前八章的内容。每一节都是一个清单，列举各种问题、实际练习和问题样板，用来督促学生自学。要完满回答和解决这些问题，可能需要仔细阅读每章末尾列出的参考文献和选读文章。

10—1　大气圈

a、在广阔的大气科学领域中，小气候学已经发展成为独特的课题，为什么？请参考Geiger（1965，第一节）或用其他试验数据为您的回答提供论据。

b、地球——大气系统输入和输出辐射的平均值假定相等。这种假定的理由何在？参考"标准大气"的等温层（List，1951）或用其他论据回答。

c、如果地表面承受的空气柱压力是654毫巴，计算单位表面积上气柱的总质量。参考1—3节或其他材料，详细说明数量论据。

d、研究附近气候站定期公布的月平均气温的资料。用图（如图1—6）示明温度的年变化状况落后于可能的太阳辐射。

e、地球上平均年蒸发量和年降雨量约相当于均匀的100厘米深度，平均可降的水大约是2.5厘米。用这些资料说明大气中水分子的平均周期大约是9天。

10—2　生物圈

a、全球植物带通常与相应的气候带是一致的；概括复习这个概念（例如，参阅Budydo 1974），并计算附近气候站降水潜热与净辐射的年比值 L_uP/R_n（如2—1节所建议）。

b、确定公式2·4中可能受表面特征影响的每一项；列举说明每一种情况下相应的特征，并描述对净辐射的影响。

c、如果野营地位于小山坡上，那里局地风占优势，试述营火理想的相对位置，使烟火不致于被风吹进营房。

d、叙述云量和风速对夜间活动面附近空气逆温的程度和深度的影响。

e、重新编制表2—2，假设恒定环境温度T＝25℃，气压P＝1000毫巴。

10—3　辐射能

a、一个点光（辐射点源）照射相距10米的πm^2的圆面积，此圆面积上的平均通量密度

是E；试求平均通量密度等于4E的某一中间距离光线通过的横切面的直径。

b、如果有一个黑体发射的最大辐射的波长在$\lambda=10\mu m$处，另一个黑体发射最大辐射的频率在同一波长处，请问这两个黑体的表面的温度有无差别。

c、请计算温度为T的黑体表面的辐射通量密度，使通量密度随温度的变化率是0.01卡/厘米^2·分℃

d、试求一个不透明灰体的发射系数，如果灰体的反射系数为0.2，温度和波长相同。

e、计算纬度40°N、季至、离真太阳时正午$t=0.2$和4小时，水平面上可能的太阳光日射通量密度〔(3、10、3、11)式，表A. 5〕。

f、当太阳经度是330°（表5）和正午标准时间，试求出时区参考子午圈的西面7.5°处的真太阳时。

g、为什么兰紫光带（0.4—0.5微米）上，太阳光辐射通过大气时的衰减比绿黄带（0.5—0.6）上大？

h、说明或比较不同植物类型间的反射率时，除了植物种名称外，还必须考虑哪些因子？

i、计算$\phi=40°N$，坡度为50%的西北坡上，太阳赤纬$\delta=0°$（二分点）时，太阳直接光辐射的昼长。

j、眼睛看起来绿色比较浅的林冠，它的反射率可能和深色的一样大，可能小于深色的，请解释原因。

k、(3·39)式结合(3·41)式推导出(3·42)式，按(3·40)和(3·42)式在同一座标轴上画出ε_a和T_a的关系曲线。

l、假定$T_s=T_a=300°k$，表面反射率=1.0，用(3·41)、(3·42)、(3·44)、和(3·45)式求出云量为0.0、0.2、0.4、0.6、0.8和1.0时的净长波辐射。

m、如果水平面上太阳辐射直接光通量密度$S_b=1.00$卡/厘米^2·分，在一个表面面积$A_b=100$米^{2}的不规则物体上的平均通量密度是0.40卡／厘米^2·分，求出物体在水平面上投射的阴影面积A_h。

n、讨论(3.54)和(3.57)式中各项之间的相互关系，指出夏季晴天情况下$S_n=0.826S_t$及$L_n=-0.127$是合理的。

o、如果$a=0.90$，$\varepsilon=0.95$，用(3.55)式估测林冠上的净辐射，假定森林位于$\phi=40°N$，南坡，坡度为25%（14°），正午时的赤纬$\delta=16°$，总辐射（水平面上）$S_t=1.00$卡/厘米^2·分，气温=25℃，林冠温度=30℃。令$S_e=L_e=0$，用(3·34)式求S_b+S_d，用表A·2和A·9得到长波分量。

10—4 可感热

a、给出“热量输送系数”的精确的文字定义。

b、用表4—1的资料，求出岩石——木材混合物的热容量，如果岩石的体积百分率是0.40。

c、假设一种理想土壤具有热扩散率$\alpha=0.25$厘米^2/分（随深度是常数）。如果$Z=10$厘米处的振幅是5℃，试求出aT_o面上的温度日振幅。

d、一根树干具有表4—1所示的木材的热力性质，通过传导（平均温度由15℃到20℃经过3.75小时）使树干增热，如果树干直径是50厘米，试求通过树皮的平均传导率（按卡/厘米^2·分）。

e、如果树皮原度是4厘米，它的导热率是0.01卡/厘米^2·分·℃，试求通过柱面外壳传导的热量输送系数。

f、如果叶子直径d＝10厘米，温度差（叶温减去环境气温）是2℃，试求平坦叶子上表面自由对流（湍流）的热量输送系数h_c。

g、平坦叶子的特征尺寸是5厘米，自由风速为200厘米/秒。确定近似的对流范围，如果温度差（叶温减去气温）是2℃，请计算叶子一边的对流率。

10—5 潜热

a、雪场积雪深度是20厘米，0℃时它的容积密度是0.25克/厘米^3，试求出表面每平方厘米面积上（1）雪和（2）相当于液态水的量蒸发所要求的能量。

b、如果潜热通量密度是0.52卡/厘米^2·分，水汽压差（表面减去周围环境）是10毫巴，试求出自由水面的水汽扩散阻力r_a，单位取秒/厘米（假定等温＝20℃）。

c、假定林冠上的净辐射完全消耗于对流和潜热通量交换，$R_n = L_vV + H = 0.80$卡/厘米^2·分，如果波文比值$\beta = 1/3$，试求L_vV。

d、计算和讨论叶特性和状态对（1）蒸腾水的可得性的影响，（2）水汽压差（叶减去空气）的影响。

e、已知周围环境水汽压$e_a = 10$毫巴，叶温$T_e = 25$℃，当叶子水势由－20减少到－40巴时，计算水汽压差的百分数减少值（内部叶空间减去周围环境）。

f、令S＝2微米，d＝4厘米，u＝100厘米/秒，按推导（5·26）式和（5·29）式中所用的特殊条件，计算蒸腾总阻力R_v。

g、如果总阻力$R_v = 2$秒/厘米，空气阻力$r_a = 1$秒/厘米，叶面积指数LAI＝5，求出林冠上水汽扩散平均气孔阻力$\overline{r_s}$。

h、如果气孔总阻力$R_v = 4$秒/厘米，空气阻力$r_a = 1$秒/厘米，计算截留水蒸发率L_vE_i，这里假定蒸腾率$L_vE_t = 0.20$卡/厘米^2·分低于其它相同情况下（但是截留水不存在）。

i、北半球中纬度大陆上（$30° < \phi < 60°$N），平均年降水量P＝548毫米，如果排到海洋中Q＝177毫米（Baumgartner和Reichel，1975）。计算这一地区的潜热交换的平均每日通量密度（假定$L_v = 592$卡/克）。

j、阅读5—5b节和其它有关的文献；然后定义V_p，使概念具有一般的正确性。如果有的话，正确概念的意义何在？

k、美国东北部潮湿地区，年平均降水量和径流量之差大约600毫米。用（5·43）式确定这个地区的平均生物温度T_b（观测的平均气温大约是10℃）。

10—6 新陈代谢能

a、假定中纬度地区的森林，陆地面积每平方米上产生干物质1.5千克，生长季为150天，该时期平均总辐射是450卡/厘米^2·日。求出总通量的百分的几用于干物质生产上？

b、估测哺乳动物的体表表面积，它的基础代谢率为1600千卡/日。

c、画出林冠上CO_2浓度（相对单位）与时间为一年和一日的关系曲线，以便示明典型循环。

d、解释为什么改变气孔孔径时，它对叶子的CO_2吸收率的影响比水汽扩散率的影响小。

e、求出co_2扩散的边界层厚度δ_c，如果相应的水汽扩散厚度是4.0毫米。

f、请解释为什么净光合作用率中午时出现典型的低值，事实上这种情况在晴朗夏天(最大总辐射时期）是十分显著的。

10—7 能量预算

a、假设一个蒸腾的林冠（液面温度＝30℃）林冠从温度比较低的土壤中（土壤温度＝10℃）吸取水份。试求增热水所要求的能量与蒸发过程所要求的能量比值。

b、解释波文比值β（表7—1)对全天来说是正的，然而，夜间随着凝结露的出现，L_vV的符号发生变化。

c、计算环境与25℃潮湿表面之间进行潜热交换的配合因子，假设环境的气温和相对湿度分别为20℃和40%，以及水汽扩散总阻力$R_v=1.0$秒/厘米。

d、计算暴露于自由大气的、不受障碍的、球状物体的平均净辐射$\overline{R_n}$。假定短波吸收系数$a=0.80$，长波发射系数$\varepsilon=0.95$和表面温度$T_s=25$℃；同样地，按卡/厘米²·分$S_b=1.00$，$S_d=S_e=0.25$，$L_i=0.50$以及$L_e=0.60$。

e、一个直立的圆形圆柱体（直径$d=20$厘米，高度$h=200$厘米，与表面相接触时，计算每一个能量预算分量的部分面积（包括辐射能交换的各个分量）。

f、求出铅直圆形锥体接受直接光太阳辐射的弯曲面的部分面积，如果锥顶角$\alpha=20°$，太阳天顶距$Z=40°$。

g、计算加权的热量输送系数的总和ΣAh（单位：毫卡/厘米²·分℃)要求用它来解释一个物体由于加权的输入辐射平均吸收增加时（$\overline{I_a}=0.20$卡/厘米²·分）物体的平均表面温度增加$\Delta T_s=5$℃。

10—8 精选的专题

a、森林小气候站的日常观测值用于估测邻近林区的小气候有那些意义。

b、解释晴天时密集林冠下的相对湿度一般大于林冠上。

c、概括描述大尺度和小尺度地形特点对降水特征的空间分布的影响。

d、计算用玻璃圆顶复盖的水平地面上,稳定情况下的净辐射。令表面温度$T_{su}=40$℃,玻璃温度$T_g=30$℃，以及百叶箱（周围大气）温度$T_a=25$℃；同样地，总辐射$S_t=1.20$卡/厘米²·分，玻璃短波透射系数$t=0.90$，玻璃反射率$100r=5\%$，假定长波反射率20%，表面长波发射系数0.95；对长波辐射交换来说，玻璃相当于一个黑体。

e、数学或数量证明，二分点时，全天，森林北坡边缘上投射的阴影长度S是常数，$S=h\tan\phi$（h＝树高，ϕ＝纬度），

f、哪些小气候道理能被用来说明在人为破坏地上，刺槐实生苗的成活率比其它阔叶树高？

g、哪些小气候道理能被用来解释中纬度某些潮湿地区，北坡与南坡对比，北坡的生产率比较大。

h、讨论“暖坡带”概念，以及关于它对森林树种的物候现象和生长方面的意义。

i、用（8·23）式，对一个已知风暴，计算预期的降水截留量，如果实际降水深度是20毫米，雨量器位置上风速是5米/秒，雨滴大小是1.5毫米。

j、一条森林河川（平均深度$d=15$厘米，宽度$W=200$厘米），水流以平均速度5厘米/秒通过皆伐地（暴露河段的长度$L=300$米），平均水温从10℃增加到15℃。求单位

面积、每分钟增热水所要求的能量（Q，卡/厘米^2·分）。

k、描述一个孤立的小室或其它实验研究装置，它能被用来导出一个“风——寒冷”〔（8·53）式〕因子的比较有意义的表达式；说明需要那些资料和使用什么分析方法。

表A.1. 饱和水汽压(毫巴)

温度(℃)	水面上	冰面上	温度(℃)	水面上	冰面上
−40	0.19	0.13	−20	1.25	1.03
−39	0.21	0.14	−19	1.37	1.14
−38	0.23	0.16	−18	1.49	1.25
−37	0.26	0.18	−17	1.62	1.37
−36	0.28	0.20	−16	1.76	1.51
−35	0.31	0.22	−15	1.91	1.65
−34	0.35	0.25	−14	2.08	1.81
−33	0.38	0.28	−13	2.25	1.98
−32	0.42	0.31	−12	2.44	2.17
−31	0.46	0.34	−11	2.64	2.38
−30	0.51	0.38	−10	2.86	2.60
−29	0.56	0.42	−9	3.10	2.84
−28	0.61	0.47	−8	3.35	3.10
−27	0.67	0.52	−7	3.62	3.38
−26	0.74	0.57	−6	3.91	3.69
−25	0.81	0.63	−5	4.21	4.02
−24	0.88	0.70	−4	4.55	4.37
−23	0.96	0.77	−3	4.90	4.76
−22	1.05	0.85	−2	5.28	5.17
−21	1.15	0.94	−1	5.68	5.62

温度(℃)	水面上	温度(℃)	水面上	温度(℃)	水面上
0	6.11	20	23.37	40	73.78
1	6.57	21	24.86	41	77.80
2	7.05	22	26.43	42	82.02
3	7.58	23	28.09	43	86.42
4	8.13	24	29.83	44	91.03
5	8.72	25	31.67	45	95.86
6	9.35	26	33.61	46	100.89
7	10.01	27	35.65	47	106.16
8	10.72	28	37.80	48	111.66
9	11.47	29	40.06	49	117.40
10	12.27	30	42.43	50	123.40
11	13.12	31	44.93	51	129.65
12	14.02	32	47.55	52	136.17
13	14.97	33	50.31	53	142.98
14	15.98	34	53.20	54	150.07
15	17.04	35	56.24	55	157.46
16	18.17	36	59.42	56	165.16
17	19.37	37	62.76	57	173.18
18	20.63	38	66.26	58	181.53
19	21.96	39	69.93	59	190.22

表A.2. 黑体函数，σT^4（毫卡/厘米²·分）

T (℃)	σT^4	T (℃)	σT^4	T (℃)	σT^4
−40	242	−5	423	30	691
−39	246	−4	429	31	700
−38	250	−3	436	32	709
−37	254	−2	442	33	718
−36	259	−1	449	34	728
−35	263	0	455	35	737
−34	268	1	462	36	747
−33	272	2	469	37	757
−32	277	3	476	38	766
−31	281	4	482	39	776
−30	286	5	489	40	786
−29	291	6	497	41	796
−28	295	7	504	42	806
−27	300	8	511	43	817
−26	305	9	518	44	827
−25	310	10	526	45	838
−24	315	11	533	46	848
−23	320	12	541	47	859
−22	325	13	548	48	870
−21	331	14	556	49	881
−20	336	15	564	50	892
−19	341	16	572	51	903
−18	347	17	579	52	914
−17	352	18	588	53	925
−16	358	19	596	54	936
−15	363	20	604	55	948
−14	369	21	612	56	960
−13	375	22	620	57	971
−12	380	23	629	58	983
−11	386	24	637	59	995
−10	392	25	646	60	1007
−9	398	26	655	70	1134
−8	404	27	664	80	1272
−7	410	28	672	90	1422
−6	417	29	681	100	1585

表A.3. **黑体函数的变化率，$4\sigma T^3$（毫卡/厘米²·分·°K）**

T (℃)	$4\sigma T^3$	T (℃)	$4\sigma T^3$	T (℃)	$4\sigma T^3$
−40	4.2	−5	6.3	30	9.1
−39	4.2	−4	6.4	31	9.2
−38	4.3	−3	6.5	32	9.3
−37	4.3	−2	6.5	33	9.4
−36	4.4	−1	6.6	34	9.5
−35	4.5	0	6.7	35	9.6
−34	4.5	1	6.8	36	9.7
−33	4.5	2	6.9	37	9.8
−32	4.6	3	6.9	38	9.9
−31	4.7	4	7.0	39	10.0
−30	4.7	5	7.1	40	10.0
−29	4.8	6	7.1	41	10.1
−28	4.9	7	7.2	42	10.3
−27	4.9	8	7.3	43	10.4
−26	4.9	9	7.4	44	10.5
−25	5.0	10	7.5	45	10.6
−24	5.1	11	7.5	46	10.6
−23	5.1	12	7.6	47	10.7
−22	5.2	13	7.7	48	10.9
−21	5.3	14	7.7	49	11.0
−20	5.3	15	7.8	50	11.1
−19	5.4	16	7.9	51	11.1
−18	5.5	17	8.0	52	11.2
−17	5.5	18	8.1	53	11.4
−16	5.6	19	8.2	54	11.5
−15	5.7	20	8.3	55	11.6
−14	5.7	21	8.3	56	11.7
−13	5.8	22	8.4	57	11.8
−12	5.8	23	8.5	58	11.9
−11	5.9	24	8.6	59	12.0
−10	6.0	25	8.7	60	12.1
−9	6.0	26	8.8	70	13.2
−8	6.1	27	8.9	80	14.4
−7	6.2	28	9.0	90	15.7
−6	6.2	29	9.1	100	17.0

表A.4. 大气圈外的太阳辐射（卡/厘米^2·分·微米）

λ(μm)	S_λ	λ(μm)	S_λ	λ(μm)	S_λ	λ(μm)	S_λ
0.200	0.02	0.375	1.71	0.540	2.63	1.0	1.10
0.210	0.03	0.380	1.65	0.545	2.59	1.1	0.87
0.220	0.08	0.385	1.62	0.550	2.55	1.2	0.72
0.225	0.10	0.390	1.62	0.555	2.54	1.3	0.58
0.230	0.10	0.395	1.76	0.560	2.50	1.4	0.50
0.235	0.09	0.400	2.11	0.565	2.52	1.5	0.42
0.240	0.09	0.405	2.43	0.570	2.53	1.6	0.36
0.245	0.11	0.410	2.59	0.575	2.54	1.7	0.30
0.250	0.10	0.415	2.62	0.580	2.53	1.8	0.24
0.255	0.15	0.420	2.58	0.585	2.53	1.9	0.19
0.260	0.19	0.425	2.50	0.590	2.51	2.0	0.15
0.265	0.27	0.430	2.42	0.595	2.48	2.1	0.13
0.270	0.34	0.435	2.46	0.600	2.46	2.2	0.12
0.275	0.30	0.440	2.67	0.605	2.43	2.3	0.10
0.280	0.33	0.445	2.84	0.610	2.42	2.4	0.09
0.285	0.46	0.450	2.96	0.62	2.37	2.5	0.08
0.290	0.71	0.455	3.04	0.63	2.32	2.6	0.07
0.295	0.86	0.460	3.05	0.64	2.28	2.7	0.06
0.300	0.76	0.465	3.03	0.65	2.23	2.8	0.06
0.305	0.89	0.470	3.00	0.66	2.20	2.9	0.05
0.310	1.02	0.475	3.02	0.67	2.15	3.0	0.05
0.315	1.13	0.480	3.06	0.68	2.11	3.1	0.04
0.320	1.23	0.485	2.92	0.69	2.07	3.2	0.03
0.325	1.44	0.490	2.88	0.70	2.02	3.3	0.03
0.330	1.56	0.495	2.90	0.71	1.99	3.4	0.02
0.335	1.60	0.500	2.87	0.72	1.94	3.5	0.02
0.340	1.59	0.505	2.84	0.73	1.91	3.6	0.02
0.345	1.58	0.510	2.78	0.74	1.86	3.7	0.02
0.350	1.61	0.515	2.71	0.75	1.82	3.8	0.02
0.355	1.60	0.520	2.71	0.80	1.64	3.9	0.02
0.360	1.58	0.525	2.74	0.85	1.46	4.0	0.01
0.365	1.67	0.530	2.72	0.90	1.31	5.0	0.01
0.370	1.74	0.535	2.69	0.95	1.23		

表A.5. 太阳的星历表

日期[a]	经度（度） ψ	半径矢量 r	赤纬（度） δ	时差 TE
Ⅲ-21	0	0.9963	0.0	-7.5
Ⅳ-5	15	1.0005	5.9	-3.0
21	30	1.0049	11.5	1.1
Ⅴ-6	45	1.0089	16.3	3.4
22	60	1.0123	20.2	3.5
Ⅵ-6	75	1.0148	22.6	1.7
22	90	1.0163	23.5	-1.6
Ⅶ-8	105	1.0167	22.6	-4.8
23	120	1.0159	20.2	-6.3
Ⅷ-8	135	1.0140	16.3	-5.7
24	150	1.0110	11.5	-2.5
Ⅸ-8	165	1.0074	5.9	2.1
23	180	1.0032	0.0	7.3
Ⅹ-9	195	0.9989	-5.9	12.5
24	210	0.9946	-11.5	15.7
Ⅺ-8	225	0.9908	-16.3	16.2
23	240	0.9875	-20.2	13.8
Ⅻ-8	255	0.9851	-22.6	8.4
22	270	0.9836	-23.5	1.8
Ⅰ-6	285	0.9833	-22.6	-5.5
21	300	0.9841	-20.2	-11.2
Ⅱ-4	315	0.9858	-16.3	-13.9
19	330	0.9886	-11.5	-14.0
Ⅲ-6	345	0.9921	-5.9	-11.6

a、罗马字为月，阿拉伯字为日

表A.6. 昼长(小时)与纬度和太阳赤纬的关系

太阳径度(度)	日历	太阳赤纬(度)	纬度(度)									
			0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
270	Ⅻ-22	−23.5	12.0	11.4	10.8	10.1	9.1	7.8	5.5	0.0	0.0	0.0
255,285	Ⅻ-8, Ⅰ-6	−22.6	12.0	11.4	10.8	10.1	9.3	8.0	5.8	0.0	0.0	0.0
240,300	Ⅺ-23, Ⅰ-21	−20.2	12.0	11.5	11.0	10.4	9.6	8.5	6.7	0.0	0.0	0.0
225,315	Ⅺ-8, Ⅱ-4	−16.3	12.0	11.6	11.2	10.7	10.1	9.3	7.9	4.9	0.0	0.0
210,330	Ⅹ-24, Ⅱ-19	−11.5	12.0	11.7	11.4	11.1	10.7	10.1	9.2	7.5	0.0	0.0
195,345	Ⅹ-9, Ⅲ-6	−5.9	12.0	11.9	11.7	11.5	11.3	11.1	10.6	9.8	7.2	0.0
0,180	Ⅸ-23, Ⅲ-21	0.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
15,165	Ⅸ-8, Ⅳ-5	5.9	12.0	12.1	12.3	12.5	12.7	12.9	13.4	14.2	16.8	24.0
30,150	Ⅷ-24, Ⅳ-21	11.5	12.0	12.3	12.6	12.9	13.3	13.9	14.8	16.5	24.0	24.0
45,135	Ⅷ-8, Ⅴ-6	16.3	12.0	12.4	12.8	13.3	13.9	14.7	16.1	19.1	24.0	24.0
60,120	Ⅶ-23, Ⅴ-22	20.2	12.0	12.5	13.0	13.6	14.4	15.5	17.3	24.0	24.0	24.0
75,105	Ⅶ-8, Ⅵ-6	22.6	12.0	12.6	13.2	13.9	14.7	16.0	18.2	24.0	24.0	24.0
90	Ⅵ-22	23.5	12.0	12.6	13.2	13.9	14.9	16.2	18.5	24.0	24.0	24.0

表A.7. 可能日射的日总量（卡/厘米²·日）

纬度（度）	春分	夏至	秋分	冬至
90N	—	1110	—	—
80	160	1093	158	—
70	316	1043	312	—
60	461	1009	456	51
50	593	1020	586	181
40	707	1022	698	327
30	799	1005	789	480
20	867	964	857	624
10	909	900	898	756
赤道	923	814	912	869
10	909	708	898	962
20	867	585	857	1030
30	799	449	789	1073
40	707	306	698	1092
50	593	170	586	1089
60	461	48	456	1078
70	316	—	312	1114
80	160	—	158	1167
90S	—	—	—	1185

表A.8. 可能日射的季和年总量（千卡）

纬度（度）	夏半年	冬半年	年总量
0	160.58	160.58	321.16
5	165.86	154.24	320.10
10	169.95	146.80	316.75
15	172.86	138.36	311.22
20	174.57	128.98	303.55
25	175.13	118.78	293.91
30	174.45	107.80	282.25
35	172.65	96.19	268.84
40	169.71	84.03	253.74
45	165.76	71.50	237.26
50	160.86	58.74	219.60
55	155.30	46.10	201.40
60	149.08	33.62	182.70
65	143.00	22.18	165.18
70	138.70	13.44	152.14
75	136.15	7.38	143.53
80	134.52	3.24	137.76
85	133.59	0.74	134.33
90	133.30	—	133.30

表A.9. 晴天情况下大气长波辐射（Li·毫卡/厘米^2·分）和百叶箱温度（T）的关系

T(℃)	Li	T(℃)	Li	T(℃)	Li
－40	222	－10	296	20	487
－39	225	－9	299	21	497
－38	228	－8	303	22	508
－37	230	－7	306	23	519
－36	233	－6	309	24	530
－35	235	－5	313	25	541
－34	238	－4	317	26	552
－33	240	－3	321	27	564
－32	243	－2	326	28	575
－31	245	－1	330	29	587
－30	248	－0	335	30	599
－29	250	1	340	31	611
－28	252	2	346	32	624
－27	255	3	351	33	636
－26	257	4	357	34	649
－25	259	5	363	35	661
－24	261	6	369	36	674
－23	264	7	376	37	687
－22	266	8	383	38	699
－21	268	9	390	39	712
－20	270	10	397	40	725
－19	273	11	405	41	738
－18	275	12	413	42	751
－17	277	13	422	43	764
－16	280	14	430	44	777
－15	282	15	439	45	790
－14	285	16	448	46	803
－13	288	17	457	47	817
－12	290	18	467	48	830
－11	293	19	477	49	843

表A.10. 相对湿度rh(%)和湿球温度T_w和干湿球温度差T_a-T_w的关系

T_a-T_w (℃)	湿球温度 (℃)						
	-20	-10	0	10	20	30	40
0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
1	34.1	68.5	83.0	88.5	91.3	92.9	93.9
2	–	41.7	67.9	78.0	83.3	86.4	88.3
3	–	18.9	54.5	68.6	76.0	80.3	83.0
4	–	–	42.7	60.1	69.3	74.6	78.0
5	–	–	32.2	52.4	63.1	69.4	73.4
6	–	–	23.0	45.5	57.5	64.5	69.0
7	–	–	14.9	39.2	52.3	60.0	64.9
8	–	–	7.7	33.6	47.6	55.8	61.1
9	–	–	1.5	28.5	43.2	51.9	57.6
10	–	–	–	23.9	39.2	48.3	54.2
11	–	–	–	19.8	35.5	44.9	51.0
12	–	–	–	16.1	32.1	41.7	48.1
13	–	–	–	12.8	29.0	38.8	45.3
14	–	–	–	9.8	26.2	36.1	42.7
15	–	–	–	7.1	23.6	33.6	40.3
16	–	–	–	4.7	21.2	31.2	38.0
17	–	–	–	2.6	19.0	29.0	35.8
18	–	–	–	0.7	16.9	27.0	33.8
19	–	–	–	–	15.1	25.1	31.9
20	–	–	–	–	13.4	23.3	30.1
21	–	–	–	–	11.8	21.7	28.4
22	–	–	–	–	10.4	20.1	26.8
23	–	–	–	–	9.1	18.7	25.3
24	–	–	–	–	7.9	17.4	23.9
25	–	–	–	–	6.8	16.1	22.6